

ВУЛКАНЫ
и четвертичный
ВУЛКАНИЗМ
срединного хребта
КАМЧАТКИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Ордена Трудового Красного Знамени Институт вулканологии

ВУЛКАНЫ
И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ
ВУЛКАНИЗМ
СРЕДИННОГО ХРЕБТА
КАМЧАТКИ



ПРЕДИСЛОВИЕ

Судьба исследований в вулканической зоне Срединного хребта Камчатки сложилась своеобразно. В то время как в пределах Восточной Камчатки и особенно Ключевской группы вулканов интенсивные геолого-вулканологические исследования начались еще в 1930-е годы, вулканическая зона Срединного хребта вплоть до середины 50-х годов нашего века практически представляла собой белое пятно. Единственными материалами по этому обширному району являлись маршрутные описания, проведенные К.Богдановичем (Bogdanowitsch, 1904), несколько дополненные материалами аэрогеологической экспедиции, организованной А.Н.Заварицким. Лишь в 1954-1955 гг. здесь начинаются широкие геологические работы, связанные с картированием этой территории (Ю.В.Жегалов, А.Ф.Марченко, Э.Н.Эрлих и др.). Работы эти привели к ряду неожиданных открытий. В частности, было обнаружено широкое развитие в Срединном хребте ареального базальтового вулканизма, открыты огромные поля послеледниковых лав, установлено отсутствие в этом районе крупных по масштабу проявлений кислого вулканизма, что позволило выявить специфику этой зоны.

Однако существенно подчеркнуть не это, а принципиальное различие самого типа работ, проводимых в Срединном хребте, сравнительно с другими поясами четвертичного вулканизма Камчатки. Исследования Восточного вулканического пояса и особенно Ключевской группы вулканов проводились почти исключительно работниками Лаборатории вулканологии АН СССР. В связи со спецификой ставившихся задач почти во всех случаях объектом изучения являлись единичные, отдельно взятые вулканы, реже вулканические группы, на которых лишь в слабой мере рассматривались традиционные геологические проблемы структурной позиции четвертичных вулканов, корреляции вулканических толщ района в целом, цикличности и т.д. Естественно, что попытки обобщения на такой базе (Святловский, 1960) приводили лишь к весьма гипотетическим решениям, во многом основанным на интуиции.

Изучение вулканической зоны Срединного хребта сразу же пошло по пути комплексного геологического исследования. Этим и объясняется тот, казалось бы, парадоксальный факт, что сегодня мы знаем об этом районе больше, чем, скажем, о вулканических зонах Восточной или Южной Камчатки. Работа Н.В.Огородова, Н.Н.Кожемяки, А.А.Важеевской и А.С.Огородовой является логическим завершением этого пути исследований. Она представляет собой каталог вулканов зоны Срединного хребта, сопровождаемый очерками возрастной корреляции вулканов и петрохимии вулканических пород, эволюции вулканизма. В работе широко рассматриваются вопросы роли вулканизма в формировании рельефа зоны Срединного хребта, тектонической позиции вулканического пояса и геологического эффекта современного вулканизма. Характеристика развития четвертичного вулканизма зоны Срединного хребта, даваемая в монографии, является первой работой такого рода и создает предпосылки для создания общей картины эволюции четвертичного вулканизма Камчатки. Мне хотелось бы особо подчеркнуть значение детальных исследований авторов для обоснования представлений о цикличности развития четвертичного вулканизма, синхронности и однотипности этапов его развития в тектонически-однотипных условиях.

Восточной вулканической зоне наряду с ними в этот период достаточно широко развиты стратовулканы андезитового состава. Скоротечность второго цикла и отмеченные особенности его проявления характеризуют изменение условий выплавки магматического материала из мантии и тектонической обстановки проявления вулканического процесса в ходе геологической эволюции.

Данные, приводимые в работе, позволяют обоснованно говорить о специфике развития внутренних вулканических зон. Специфика эта сказывается не только и не столько в повышенной щелочности базальтов, как это принято считать до настоящего времени, а главным образом в исчезновении кальдерных комплексов типа Кракатау и сопутствующих им кислых дериватов (дацитов, липаритов и т.п.) при широком развитии базальтового вулканизма. Такие же особенности характерны для зоны Чокаи (Тиокаи) на северо-восточном Хонсю, района Сокадана на Суматре, районов Окленда и Короманделя на Северном острове Новой Зеландии. Близки к этому же типу районы базальтового вулканизма плато Колумбия, Снейк-ривер и Патагонии. Во всех этих случаях близок и химический тип базальтов – он характеризуется переходом от высокоглиноземистых разностей к континентальным толеитам (по терминологии Энмлей и Хэвенса) и далее – к трахибазальтовым сериям. Само по себе появление всесто характерного для нормальных островных дуг единичного вулканического пояса системы двух параллельных поясов четвертичного вулканизма – внешнего (аналога Восточного вулканического пояса Камчатки) и внутреннего (аналога вулканической зоны Срединного хребта) и специфика развития вулканизма обеих этих зон характеризует переход тектонических систем к принципиально новой, орогенической фазе развития.

Обзорный характер представляемой работы предопределяет и минусы ее, проявляющиеся в недостаточной глубине обработки материала. Поэтому, естественно, спорны и отдельные заключения авторов. Достижение необходимой глубины – задача будущих детальных исследований.

Э.Н. ЭРЛИХ

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

динный массив, сложенный в своей наиболее широкой, центральной части метаморфизованными комплексами гнейсов и кристаллических сланцев докембрийского (?) и палеозойского (?) возраста (Мокроусов, 1964б), которые прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов и субвулканических тел. По мнению М.М.Лебедева и В.Н.Бондаренко (1962), возраст метаморфических толщ Камчатки – меловой.

Рельеф района Срединного массива, за исключением его восточной и западной частей, в целом довольно однообразен. Ведущая роль в создании современного облика рельефа принадлежит складчато-глыбовой тектонике, процессам эрозии и денудации, а также ледниковым процессам. Хотя средние высоты хребта составляют здесь 1500 м, рельеф района имеет типично высокогорный, нередко даже альпийский облик, что связано с широким развитием пород, устойчивых к выветриванию, воздействием мощного верхнеплейстоценового оледенения, влиянием интенсивных тектонических движений глыбового характера и большой длительностью процессов эрозии и денудации. Весьма существенно, что территория Срединного массива уже с раннего палеогена выступает как относительно приподнятый участок Срединного хребта (Власов, Кленов, 1964). Последнее обстоятельство, по мнению ряда исследователей (Власов, 1959а), и обусловило широкое развитие древних поверхностей выравнивания эрозионно-денудационного типа. Однако плохая изученность древних поверхностей выравнивания пока еще не позволяет однозначно говорить ни о возрасте и количестве, ни о региональном характере выделяемых поверхностей. Древний денудационно-тектонический и эрозионно-денудационный рельеф Срединного массива в настоящее время значительно переработан молодыми тектоническими движениями. Территория Срединного массива, несомненно, испытала несколько периодов поднятия в четвертичное и даже в позднечетвертичное время (Зейлик, 1961), которое охватывало большую часть района. Таким образом, район Срединного массива характеризуется преобладанием омоложенного, резко расчлененного денудационно-тектонического рельефа высокогорного облика и, в меньшей степени, рельефа денудационного (эрозионно-денудационного).

Северная часть Срединного хребта от верховий рек Кахтаны и Хайлюли до северного окончания хребта существенно отличается по геолого-структурным особенностям от его центральной и южной частей и выделяется нами под названием Паланской подзоны. В данной подзоне на дневную поверхность выходят породы нижних структурных этажей, в том числе мезозойского (в основном, верхнемелового) возраста. Северная часть хребта представляет собой приподнятый участок Камчатско-Корякского антиклинория, имеет складчато-глыбовое строение и по своим геолого-геоморфологическим особенностям весьма сходна с Корякским хребтом (Власов, 1964). Для всего северного участка хребта, за исключением узкой приводораздельной части, характерно преобладание средневысотного резко расчлененного денудационно-тектонического рельефа и в меньшей степени рельефа денудационного (эрозионно-денудационного). Четвертичная вулканическая деятельность проявилась очень слабо. Вулканический аккумулятивный и эрозионно-вулканический рельеф представлен единичными мелкими вулканическими образованиями или незначительными по площади полями лав. Обращают на себя внимание исключительно густая сеть эрозионного расчленения и огромные размеры скульптурно-ледниковых форм рельефа (цирков, каров и т.п.). Верхнеплейстоценовое горно-долинное оледенение характеризовалось большой интенсивностью и оказало существенное влияние на общий облик рельефа, значительно усилив его контрастность. Вследствие глубокого и резкого расчленения даже средний по высотам рельеф по своему морфологическому облику приближается к высокогорному.

Центральная часть Срединного хребта четко выделяется в границах от р.Ичи на юге до верховий рек Кахтаны и Хайлюли на севере. Наиболее широко распространены мощные вулканогенные комплексы пород, которые соответствуют доалейскому ($Pg^3-N_1^{1-2}?$), алейскому ($N_1^3-N_2$) и четвертичному (Q_1-Q_4) вулканическим циклам. В указанных границах наиболее широко распространены четвертичные вулканогенные комплексы – более 50% всей площади вулканической зоны. Вулканогенные

динный массив, сложенный в своей наиболее широкой, центральной части метаморфизованными комплексами гнейсов и кристаллических сланцев докембрийского (?) и палеозойского (?) возраста (Мокроусов, 1964б), которые прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов и субвулканических тел. По мнению М.М.Лебедева и В.Н.Бондаренко (1962), возраст метаморфических толщ Камчатки – меловой.

Рельеф района Срединного массива, за исключением его восточной и западной частей, в целом довольно однообразен. Ведущая роль в создании современного облика рельефа принадлежит складчато-глыбовой тектонике, процессам эрозии и денудации, а также ледниковым процессам. Хотя средние высоты хребта составляют здесь 1500 м, рельеф района имеет типично высокогорный, нередко даже альпийский облик, что связано с широким развитием пород, устойчивых к выветриванию, воздействием мощного верхнеледникового оледенения, влиянием интенсивных тектонических движений глыбового характера и большой длительностью процессов эрозии и денудации. Весьма существенно, что территория Срединного массива уже с раннего палеогена выступает как относительно приподнятый участок Срединного хребта (Власов, Кленов, 1964). Последнее обстоятельство, по мнению ряда исследователей (Власов, 1959а), и обусловило широкое развитие древних поверхностей выравнивания эрозионно-денудационного типа. Однако плохая изученность древних поверхностей выравнивания пока еще не позволяет однозначно говорить ни о возрасте и количестве, ни о региональном характере выделяемых поверхностей. Древний денудационно-тектонический и эрозионно-денудационный рельеф Срединного массива в настоящее время значительно переработан молодыми тектоническими движениями. Территория Срединного массива, несомненно, испытала несколько периодов поднятия в четвертичное и даже в позднечетвертичное время (Зейлик, 1961), которое охватывало большую часть района. Таким образом, район Срединного массива характеризуется преобладанием омоложенного, резко расчлененного денудационно-тектонического рельефа высокогорного облика и, в меньшей степени, рельефа денудационного (эрозионно-денудационного).

Северная часть Срединного хребта от верховий рек Кахтаны и Хайлюли до северного окончания хребта существенно отличается по геолого-структурным особенностям от его центральной и южной частей и выделяется нами под названием Паланской подзоны. В данной подзоне на дневную поверхность выходят породы нижних структурных этажей, в том числе мезозойского (в основном, верхнемелового) возраста. Северная часть хребта представляет собой приподнятый участок Камчатско-Корякского антиклинория, имеет складчато-глыбовое строение и по своим геолого-геоморфологическим особенностям весьма сходна с Корякским хребтом (Власов, 1964). Для всего северного участка хребта, за исключением узкой приводораздельной части, характерно преобладание средневысотного резко расчлененного денудационно-тектонического рельефа и в меньшей степени рельефа денудационного (эрозионно-денудационного). Четвертичная вулканическая деятельность проявилась очень слабо. Вулканический аккумулятивный и эрозионно-вулканический рельеф представлен единичными мелкими вулканическими образованиями или незначительными по площади покровами лав. Обращают на себя внимание исключительно густая сеть эрозионного расчленения и огромные размеры скульптурно-ледниковых форм рельефа (цирков, каров и т.п.). Верхнеледническое горно-долинное оледенение характеризовалось большой интенсивностью и оказало существенное влияние на общий облик рельефа, значительно усилив его контрастность. Вследствие глубокого и резкого расчленения даже средний по высотам рельеф по своему морфологическому облику приближается к высокогорному.

Центральная часть Срединного хребта четко выделяется в границах от р.Ичи на юге до верховий рек Кахтаны и Хайлюли на севере. Наиболее широко распространены мощные вулканогенные комплексы пород, которые соответствуют доалнейскому ($Pg^3-N_1^{1-2}?$), алнейскому ($N_1^3-N_2$) и четвертичному (Q_1-Q_4) вулканическим циклам. В указанных границах наиболее широко распространены четвертичные вулканогенные комплексы – более 50% всей площади вулканической зоны. Вулканогенные комплексы доалейского и алнейского вулканических циклов вместе занимают несколько менее половины общей площади зоны и формируют систему поднятий Камчатско-Корякского антиклинория. Четвертичные эффузивы образуют наложенный Срединный вулканический пояс (Власов, 1964).

В геоморфологическом отношении центральная часть хребта наиболее пестра и сложна. Однако в основном развиты три главных морфологических типа рельефа: среднегорный денудационный (эрозионно-денудационный), высокогорный денудационно-тектонический, вулканический (денудационно-вулканический) существенно аккумулятивный. Первый из них, хотя и встречается в "открытом" виде, но на обширных участках является погребенным, господствуют остальные два. Выделенные морфогенетические типы, или, точнее, комплексы типов рельефа, развиты обычно на отложениях соответственно доалнейского, алнейского и четвертичного вулканических циклов и образуют своего рода ярусы или этажи: нижний, средний и верхний*. Нижний ярус (преимущественно экзогенный), несмотря на заметное омоложение, в большинстве случаев сохраняет яркие черты решающего влияния внешних, экзогенных сил. Средний ярус рельефа (эндогенно-экзогенный), построенный в основном отложениями алнейской серии, имеет четкие признаки воздействия как эндогенных, так и экзогенных сил при некотором преобладании первых. Верхний структурный ярус (преимущественно эндогенный или эндогенио-аккумулятивный по И.В.Мелекесцеву) построен мощными существенно лавовыми комплексами четвертичного возраста и в основных чертах или полностью сохраняет признаки решающего влияния эндогенных факторов.

Современный облик рельефа и морфоструктуры вулканической зоны в целом сформировался в четвертичное время в результате сложного взаимодействия интенсивного вулканизма, активизировавшихся тектонических движений, нескольких этапов мощного древнего оледенения, а также воздействия процессов комплексной денудации. Однако резко выделяются по своей роли в морфогенезе вулканизм и тектоника, которые являются главными рельефообразующими факторами. Тектоника в большей мере проявилась в восточной части хребта, вулканизм – в его центральной и западной частях. Хотя роль экзогенных факторов на отдельных этапах была очень значительной, они не имели доминирующего значения, а лишь моделировали рельеф, созданный тектоническими движениями и вулканизмом. Основные центры четвертичного вулканизма смещены к западу по отношению к главным центрам неогенового вулканизма, что, естественно, отразилось как на геологическом строении, так и на особенностях рельефа восточной и западной частей хребта. На этом основании его центральная, вулканическая часть четко разделяется на две структурно-геоморфологические зоны: зону преимущественно третичного вулканизма и зону четвертичного вулканизма (рис. 1).

Зона третичного вулканизма, соответствующая восточной части Срединного хребта (хр. Быстринский, Козыревский, Крюки, Столовая тундра), сложена преимущественно вулканогенными породами неогенового возраста, которые образуют систему пологих антиклинальных складок. На востоке зона граничит с Центрально-Камчатской депрессией, на западе она перекрывается четвертичными эффузивами. От зоны четвертичного вулканизма она местами отделена четко выраженной системой сбросов северо-восточного или субмеридионального направления. Существенную роль в формировании рельефа этой зоны играла интенсивная вулканическая деятельность алнейского цикла и тектонические движения плиоценового времени. Но его современный облик сформировался, в основном, в четвертичное время в результате доминирующего влияния дифференцированных тектонических движений, а также воздействия экзогенных факторов. Здесь резко преобладают два морфогенетических типа рельефа: денудационно-тектонический резко расчлененный рельеф высокогорного облика и денудационно-вулканический рельеф (лавовые платообразные останцы). В зависимости от времени проявления, характера и продолжительности вулканической деятельности, напряженности тектонических процессов, степени влияния экзогенных факторов, а также поднятия или погружения оси шарнира антиклинория рельеф отдельных участков этой зоны приобретает различные черты. В зоне третичного вулканизма выделяются геоморфологические подзоны, соответствующие трем различным положениям нижнего и среднего этажей рельефа: Козыревско-Быстринская, Двухюрточная и Паланская.

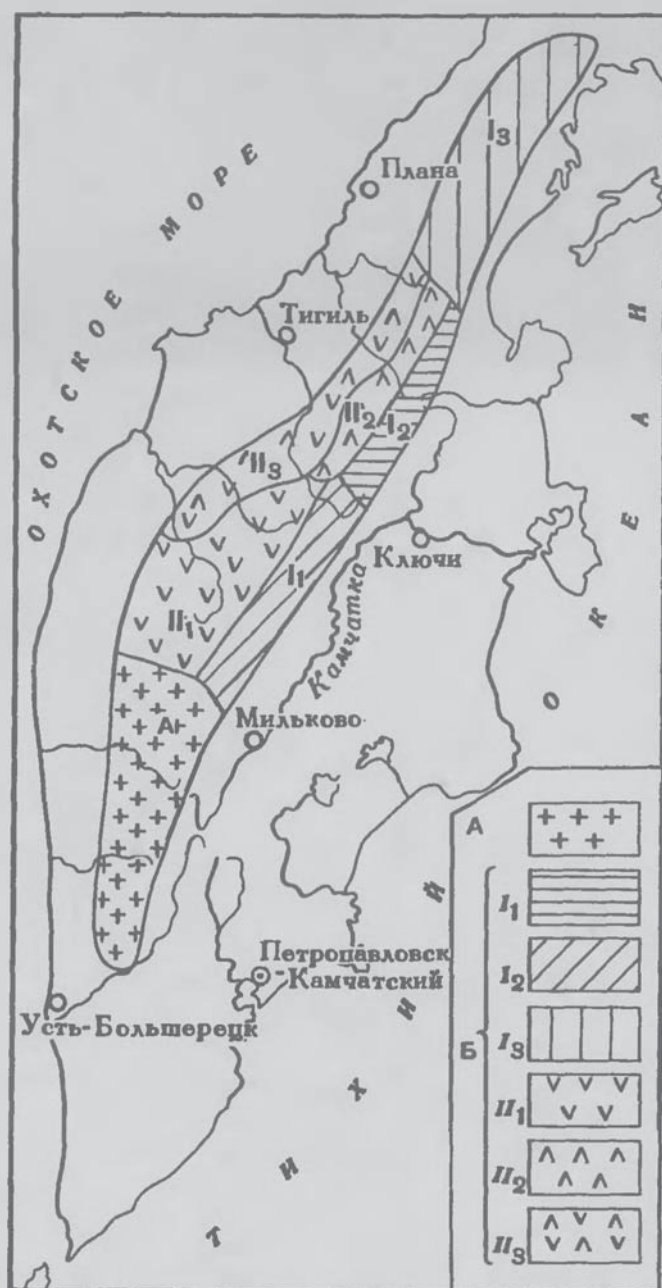


Рис.1. Схема геоморфологического районирования Срединного хребта.

А — район Срединного массива, Б — Центрально-Камчатский вулканический район; 1 — зона третичного вулканизма: 1₁ — Южная вулканическая подзона (Козыревско-Быстринская); 1₂ — Центральная вулканическая подзона (Двухъярточная); 1₃ — Северная вулканическая подзона (Паланская); П — зона четвертичного вулканизма; П₁ — Южная вулканическая подзона; П₂ — Северная вулканическая подзона; П₃ — Западная вулканическая подзона

Козыревско-Быстринская подзона (от р.Большая Кимитина на юге, до р.Половинная на севере) в ортографическом отношении состоит из трех небольших хребтов — Козыревского, Быстринского, Крюки — и является типичным высокогорьем, хотя средние высоты ее 1500–1600 м. В структурном отношении подзона представляет собой систему горст-антиклинальных поднятий, западное крыло которой четко ограничивается разломами регионального типа (по долинам рр.Анавгай и Быстрой Козыревской). Характерной особенностью геологического строения территории является господство неогеновых отложений, среди которых преобладают породы алнейского вулканического цикла, (верхний миоцен-плиоцен по С.Е.Апрелкову, В.Н.Бондаренко, Ю.В.Жегалову, В.К.Ротману и др.). В Козыревско-Быстринской подзоне отмечаются максимальные значения амплитуды тектонических движений, которая за четвертичный период составляет 800–1000 м. Для подзоны характерна хорошо выраженная ярусность рельефа. Преобладают два яруса рельефа: нижний и средний, которые построены вулканогенными комплексами соответственно доалнейского (олигоцен — нижний средний миоцен?) и алнейского вулканических циклов.

Нижний ярус рельефа на большей части территории подзоны является погребенным и только вдоль ее восточной части выступает полосой, ширина которой 10–20 км. На этом участке он представлен рельефом типично среднегорного облика со средними высотами 500–600 и 700–800 м, который характеризуется слабой расчлененностью, мягкими, уплощенными вершинами и в целом является рельефом существенно денуда-

и за ее пределами, позволяют говорить о вероятном развитии в доалнейское (послесреднемиоценовое) время древней денудационной поверхности выравнивания регионального типа.

Средний ярус, построенный отложениями алнейской серии, распространен на большей части территории Козыревско-Быстринской подзоны и представлен контрастным денудационно-тектоническим рельефом высокогорного облика. Современный облик рельефа приобрел, в основном, в четвертичное время в результате воздействия активных сводово-блоковых поднятий, древнего оледенения и активизации процессов комплексной денудации. Очень важную роль в его формировании играли мощные вулканические процессы плиоценового времени. Дело в том, что рассматриваемая подзона в плиоцене, являлась районом, пожалуй, наиболее интенсивного вулканизма, в результате чего здесь фиксируются максимальные мощности отложений алнейской серии — до 1200 м. Огромное количество изверженного материала, а также сравнительная прочность и устойчивость вулканитов к денудационному срезу явились причиной того, что морфоструктурный эффект вулканической аккумуляции все еще недостаточно компенсирован внешними, экзогенными факторами. Аккумулятивные постройки многочисленных вулканов заведомо плиоценового возраста сильно разрушены и они в основном утратили форму вулканов, но вулканогенно-аккумулятивные структурные комплексы алнейского времени четко выражены в рельефе. Таким образом, хотя и измененный внешними, экзогенными факторами, Козыревско-Быстринский свод характеризуется яркими чертами некомпенсированности тектонических движений и вулканизма и в целом имеет отчетливую аккумулятивно-тектоническую природу. Пока еще не вполне ясно соотношение тектоники и вулканизма в формировании такого рода образований, но уже сейчас можно сказать, что роль тектоники в их формировании, несомненно, преувеличивается, и, соответственно, недооценивается роль аккумуляции вулканитов.

Подробнее остановимся на характере кровли отложений алнейской серии, поскольку этот вопрос имеет важное, принципиальное значение в связи с проблемой древних поверхностей выравнивания. Многие исследователи склонны выделять денудационную поверхность выравнивания на отложениях алнейской серии (Власов, 1959а; Горячев, 1965; Святловский, 1966, и др.). В пределах распространения отложений алнейской серии в Козыревско-Быстринской подзоне высокие ровные поверхности представлены отдельными узкими полосками, которые сохранились только на участках развития бронирующих лавовых покровов андезитового, андезито-базальтового и базальтового состава. Ровные поверхности, сложенные лавами как позднеплиоценового, так и раннечетвертичного возраста, в большинстве случаев являются структурными, а не денудационными поверхностями. Древняя денудационная поверхность выравнивания регионального типа, которая срезала бы геологические структуры под какой-либо уровень, на отложениях алнейской серии не обнаружена, хотя на отдельных участках хребта, в пределах обособленных блоков частичное выравнивание и, соответственно, небольшое срезание структур имело место. В большинстве же случаев наблюдается полное совпадение наклона ровных поверхностей с падениями пластов вулканогенных комплексов алнейской серии. В местах, где отложения алнейской серии бронированы мощными эффузивными комплексами раннечетвертичного возраста (как, например, в районе вулкана Уксичан), кровля отложений алнейской серии также носит скорее аккумулятивный, структурно-аккумулятивный, а не денудационный характер (Огородов и др., 1966).

К верхнему ярусу Козыревско-Быстринской подзоны относятся отдельные крупные, сильно разрушенные щитообразные вулканы ниже-среднечетвертичного возраста (верховья рек Малой Романовки и Козыревки), несколько небольших щитовых вулканов верхнечетвертичного и голоценового возраста, а также весьма многочисленные шлаковые и лавовые конусы, которые не вносят коренных изменений в общий облик рельефа. Масштабы четвертичного вулканизма в пределах этой подзоны сравнительно небольшие, однако на этом фоне обращает на себя внимание широкое проявление в

р. Половинной на юге, до р. Хайлюли на севере. Средние высоты хребта уменьшаются до 1000–1200 м, что наряду с широким развитием лавовых платообразных останцев придает рельефу района типично среднегорный облик. Мощные комплексы ритмично-слоистых вулканогенно-осадочных пород (вулканомиктовые песчаники, гравелиты, туфоконгломераты) верхненеогенового возраста слагают нижний, "нулевой" ярус рельефа. Кровля слабо дислоцированных осадочных пород обнаруживается повсеместно в интервале высот 500–800 м и характеризуется слабой расчлененностью. В среднем ярусе кое-где на отложениях алнейской серии развит денудационно-тектонический рельеф. В верхнем ярусе отмечаются ступенчатые лавовые платообразные останцы, которые трудно увязывать с определенными вулканическими центрами, а также молодые вулканические образования четвертичного возраста. Двухъярточное широкое развитие наклоненных в сторону от водораздела лавовых платообразных поверхностей (Столовая тундра) – наиболее характерная черта рельефа Двухъярточной подзоны. В генетическом отношении ровные лавовые поверхности являются эффузивно-аккумулятивными поверхностями. Ровные лавовые поверхности возникли преимущественно в результате ритмичного напластования большого количества лавовых потоков различной протяженности и объема. Возраст лавовых плато, по нашим данным, верхнеплиоценовый и нижнечетвертичный. В большинстве случаев они являются реликтами крупных щитообразных вулканов, ныне полностью разрушенных интенсивной блоковой тектоникой и экзогенными процессами. Сходного облика лавовые платообразные останцы на острове Парамушир (Курильские о-ва), по мнению В.И. Федорченко и В.Н. Шиловой и др. (1966), также являются реликтами вулканов центрального типа. Весьма любопытно, что обширные базальтовые плато на юге Дальнего Востока, которые еще недавно считались трещинными, образовались в основном в результате извержений из многочисленных вулканов центрального типа (Денисов, 1965).

Зона четвертичного вулканизма выделяется в границах от р. Ичи на юге до верховий рек Кахтаны и Хайлюли на севере и занимает современную водораздельную часть Срединного хребта и его западные склоны. За пределами указанных границ встречаются лишь единичные мелкие вулканы или небольшие по площади лавовые покровы четвертичного возраста. Общая протяженность зоны четвертичного вулканизма 450 км, а ее ширина колеблется от 30–40 до 80–100 км. Основная масса четвертичных вулканов приурочена к наиболее высокой, приводораздельной части хребта, и только небольшая часть вулканических сооружений значительно удалена к западу и в меньшей мере к востоку от водораздела.

Четвертичная вулканическая деятельность в центральной части хребта проявилась исключительно интенсивно. В зоне четвертичного вулканизма в настоящее время нами выделено свыше 120 вулканов полигенного типа с диаметром основания от 2–3 до 45 км и около 1000 мелких моногенных вулканических образований – шлаковых и лавовых конусов преимущественно ареального типа*. Специфической особенностью вулканизма Срединного хребта является массовое формирование в позднелистоценовое и голоценовое время щитовых вулканов, близких к исландскому типу. Из общего количества молодых базальтовых вулканов (свыше 100) на типичные щитовые постройки приходится 80 (рис. 2).

В Восточной вулканической зоне Камчатки активная вулканическая деятельность происходит в настоящее время. Срединный же хребет еще недавно считался районом проявления в основном древнего (раннечетвертичного) вулканизма. Но в результате наших исследований установлено, что вулканическая деятельность происходила здесь несколько тысяч, а во многих районах, быть может, несколько сот лет тому назад (Огородов, 1966), т.е. разрыв во времени между вулканизмом Срединного пояса и современной вулканической деятельностью Восточной Камчатки определяется историческим интервалом. Из-за плохой изученности роль четвертичного вулканизма в формировании рельефа и морфоструктуры Срединного хребта до последнего времени преуменьшалась. Особенно недооценивались масштабы молодого базальтового вулканизма, тогда как трещинным излияниям раннечетвертичного времени придавалось

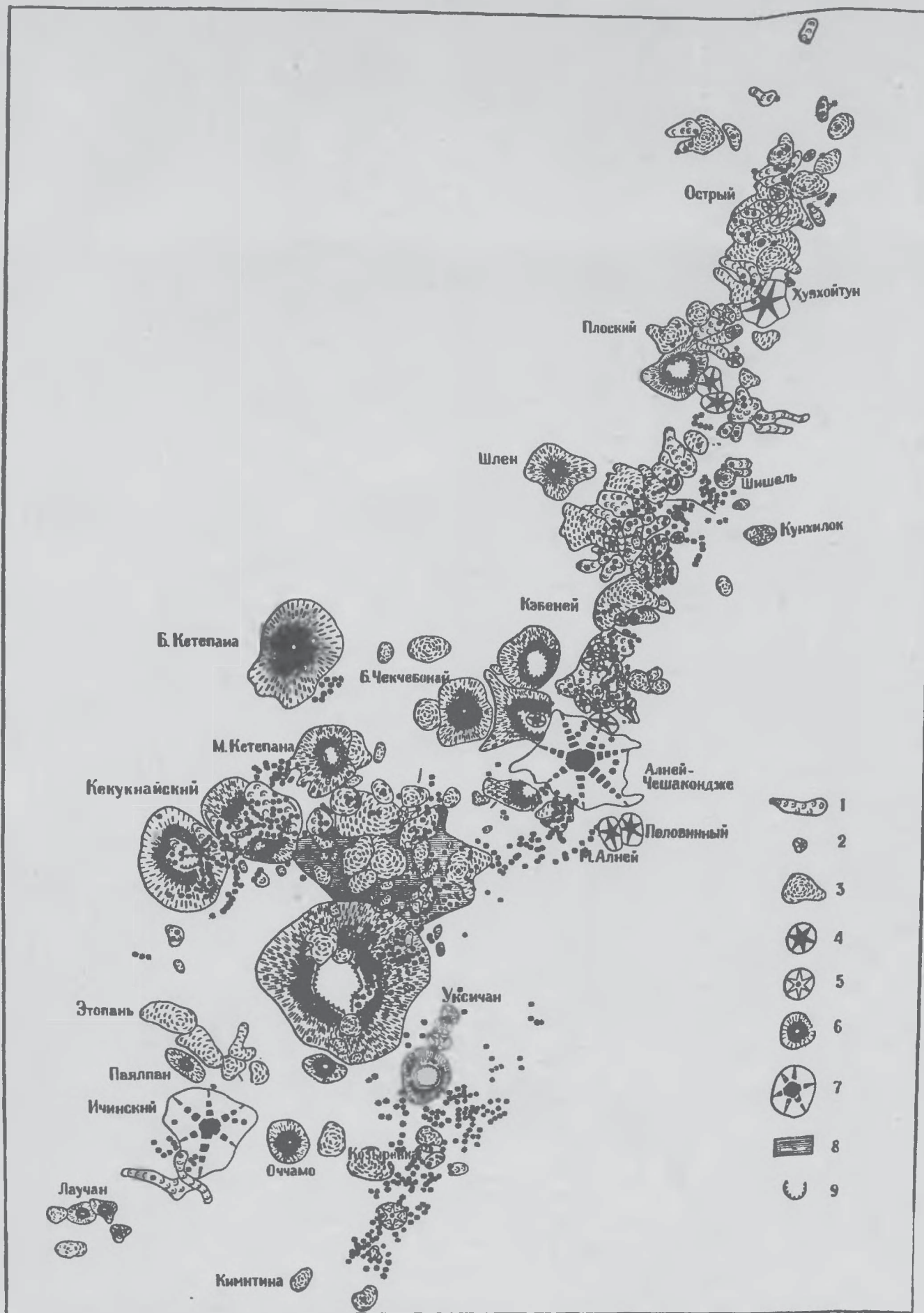


Рис. 2. Морфогенетические типы четвертичных вулканов.

1 - мелкие моногенные вулканы (шлаковые конусы преимущественно ареального типа); 2 - крупные шлаковые конусы, субтерминальные; 3 - щитовые вулканы, близкие к исландскому типу; 4 - конусовидные стратовулканы (лаво-пирокластические); 5 - стратовулканы с преобладанием лавовых комплексов; 6 - крупные щитовидные вулканы; 7 - крупные щитовидные вулканы с центральным кратером; 8 - крупные щитовидные вулканы с центральным кратером и большим кратером; 9 - мелкие щитовидные вулканы.

Мощные эффузивные комплексы четвертичного возраста формируют верхний, существенно аккумулятивный ярус рельефа, который можно разделить на несколько подъярусов, четко разграниченных по вертикали и, соответственно, по времени их формирования. К первому, самому нижнему, подъярису принадлежат пологоступенчатые лавовые платообразные останцы раннечетвертичного возраста, которые сильно разобщены и не всегда увязываются с определенными вулканическими центрами. К этому же подъярису относятся лавовые платообразные останцы крупных щитообразных вулканов Черпук, Окси, Теклетунуп, которые хотя и восстанавливаются с большой достоверностью, но уже утратили форму вулканов. Второй подъярус представлен группой крупных щитообразных дифференцированных вулканов ранне-среднечетвертичного возраста, которые, несмотря на сильную разрушенность, сохраняют типичную форму. Третий подъярус построен в основном базальтовыми щитовыми и близкими к ним по типу вулканами позднечетвертично-современного возраста, которые составляют основную массу вулканов Срединного хребта (почти 90% общего количества). И, наконец, четвертый подъярус представлен небольшими по размеру, но весьма многочисленными моногенными вулканическими образованиями, в основном, голоценового возраста.

На основании различий в особенностях вулканической деятельности и рельефа, а также учитывая ее тектоническое строение, зона четвертичного вулканизма разделяется на три подзоны: южную, северную и западную (в двух первых выделяются вулканические районы).

Южная вулканическая подзона (от р. Ичи до верховий р.Тигиль) характеризуется большим разнообразием типов вулканической деятельности, напряженной тектоникой и наиболее пестрым, мозаичным характером рельефа. Вулканы расположены широкой полосой, несколько смещенной к западу по отношению к водоразделу. В подзоне выделены Ичинский, Уксичанский и Анаунский вулканические районы. Ниже кратко освещаются наиболее общие, специфические особенности геоморфологического строения этих районов и прежде всего морфология и генезис основных типов рельефа, а детальное описание вулканов и характера вулканической деятельности по районам приводится во второй части монографии "Каталог вулканов Срединного хребта".

Ичинский вулканический район как по характеру четвертичной вулканической деятельности, так и по геоморфологии в целом является наиболее сложным. Для него характерны большое разнообразие типов вулканической деятельности и форм вулканов, ярусность рельефа, а также проявление вулкано-тектоники, связанной с деятельностью Ичинского вулкана. В данном районе четко выделяются три яруса рельефа: нижний, средний и верхний. Нижний ярус нередко погребен, а в открытом виде широко развит юго-западнее вулкана Лаучан, в верховьях рр. Левая и Правая Самки и других местах. Сложен он сильно дислоцированными породами доалнейского вулканического цикла, поверхность которых значительно снижена и переработана экзогенными процессами. В генетическом отношении этот рельеф, несомненно, является денудационным (эрозионно-денудационным), его высотные отметки находятся в пределах 500–700 м. Средний ярус представлен денудационно-тектоническим, резко расчлененным рельефом высокогорного облика и имеет ограниченное распространение. В верхнем ярусе широко развит денудационно-вулканический аккумулятивный рельеф (лавовые плато) и вулканический аккумулятивный (вулканы).

Морфологический облик рельефа Уксичанского вулканического района определяется наличием крупнейшей щитообразной постройки раннечетвертичного возраста – вулкана Уксичан, который занимает почти всю территорию района. Для этого района также характерна ярусность рельефа. Из трех основных структурных ярусов рельефа, выделенных в центральной части хребта, здесь четко выделяются средний и верхний. Средний, построенный эффузивно-пирокластической толщей пород алнейской серии, в пределах вулкана погребен. Кровля отложений алнейской серии, несмотря на ее частичную переработку процессами денудации, в целом носит существенно аккумулятивный (структурно-аккумулятивный) характер. Контакты алнейской серии



Рис.3. Ровные, столообразные участки на западных склонах вулкана Уксичан. На дальнем плане – вулкан Ичинский

Верхний ярус образован существенно эффузивным комплексом пород вулкана Уксичан и представлен платообразными останками, имеющими четкое периклинальное залегание. Наиболее характерной особенностью рельефа вулкана Уксичан является широкое развитие на его склонах исключительно ровных, нередко столообразных участков, которые в генетическом отношении являются участками преимущественно аккумулятивного – эффузивно-аккумулятивного рельефа (Кожемяка, 1963). Ранее ровные платообразные участки склонов вулкана принимались за поверхность выравнивания или же за плато-базальты трещинного типа (рис.3). Кроме вулкана Уксичан, верхнему ярусу соответствует немногочисленная группа щитовых вулканов позднечетвертичного и голоценового возраста, которые не вносят коренных изменений в облик рельефа.

Геоморфологические особенности Анаунского вулканического района определяются исключительно интенсивным проявлением молодого базальтового вулканизма в конце среднего плейстоцена и особенно в позднеплейстоценовое и голоценовое время. Основная масса вулканов представлена многочисленными и весьма своеобразными щитовыми постройками, близкими к исландскому типу. В Анаунском районе обширные участки плоской лавовой поверхности с абсолютными отметками 700–800 м в генетическом отношении отвечают тому же преимущественно аккумулятивному (эффузивно-аккумулятивному) рельефу. Благодаря большой плотности вулканических центров, жидкие и высокоподвижные базальтовые лавы полностью перекрыли и сnivelировали рельеф предшествующего периода. Итак, высокие ровные поверхности (эффузивно-аккумулятивные) формировались не только в раннечетвер-

Таблица 1

Морфогенетические типы рельефа центральной, вулканической части
Срединного хребта

Ярусы рельефа	Основные морфогенетические типы (комплексы типов) рельефа	Площадь в км ²	Возраст	В % к об- щей пло- щади зоны
Ш	Эндогенно-аккумулятивный (молодые щитовые вулканы и лавовые поля ареальных излияний)	~8500	O ₃ -O ₄	~23
Ш	Эндогенно-аккумулятивный - крупные щитообразные дифференцированные вулканы, включая вв.Ичинский и Алней-Чашаконджу	7500	O ₁ -O ₂	~21
Ш	Денудационно-вулканический (Лавовые платообразные останцы)	3000	O ₁	~8
П	Денудационно-вулканический, расчлененный, высокогорного облика, в основном на отложениях алнейской серии (эндогенно-экзогенный)	10500		~30
	Древний денудационный (эрозионно-денудационный), среднегорный, в основном на отложениях доалнейского времени - существенно экзогенный	6500 ~ 36000		~18 ~100

(составным) вулканическим сооружением и не имеет себе аналогов в Срединном хребте.

Северная вулканическая подзона занимает водораздельную часть хребта от верховий р.Тигиль на юге до р.Кахтаны на севере. Ширина ее 40-50 км, общая длина около 200 км. Для нее характерно преобладание вулканического аккумулятивного рельефа и наиболее крупные по сравнению с другими районами масштабы новейшего базальтового вулканизма в верхнеплейстоценовое и голоценовое время.

В северной подзоне выделяются три вулканических района: Калгаучский, Седанкинский и Северный.

Калгаучский вулканический район рассматривается в границах от вулкана Алней на юге до вулкана Кебенэй на севере. В орографическом отношении он представляет собой невысокое, компактное, существенно лавовое Калгаучское нагорье, сформированное в результате слияния десяти полигенных базальтовых вулканов и развития лавовых полей ареальных излияний.

Седанкинский вулканический район (от верховий р.Рассошиной до р.Халгинчевааям характеризуется преимущественным развитием щитовых вулканов, близких к исландскому типу. В данном районе сосредоточены наиболее крупные щитовые вулканы, в основном, голоценового возраста. Слившиеся основания многочисленных щитовых вулканов, которые составляют верхний ярус рельефа, образуют обширное пологовол-

Северный вулканический район, от верховий р. Халгинчебая до рр. Кахтаны и Хай-люли, является наиболее крупным как по площади, так и по объему изверженного материала (Виноградов, Огородов, 1966). Характерной особенностью данной группы вулканов является их линейная вытянутость и строгая приуроченность к грабенообразной межгорной депрессии наложенного типа. В результате последовательного прислоения и наложения одних построек на другие здесь сформировался мощный аккумулятивный вулканический хребет щитовых и конусовидных стратовулканов. Возраст большинства вулканов позднечетвертично-современный и современный (голоценовый).

Западная вулканическая подзона заметно отличается от южной и северной подзон как по тектоническим условиям, так и по характеру рельефа. Здесь сосредоточены почти все наиболее крупные щитообразные постройки нередко с кальдерами вершинного типа, которые заметно удалены к западу от центральной части вулканической зоны и находятся в пределах наиболее стабильного в тектоническом отношении района.

Рельеф подзоны характеризуется сравнительно простым строением и состоит из двух ярусов. "Нулевой" ярус рельефа построен преимущественно осадочными породами верхнеэоценового возраста и представляет собой пологоувалистую структурно-денудационную равнину. Нижний и средний ярусы, построенные вулканогенными комплексами, в данной подзоне практически отсутствуют. Верхний ярус представлен названными выше крупными щитообразными вулканами.

Для выявления особенностей морфоструктуры центральной, вулканической части хребта были подсчитаны площади, занятые важнейшими морфогенетическими типами (комплексами типов) рельефа (табл. 1). Прежде всего, обращает на себя внимание широкое распространение четвертичных эффузивов: вулканы центрального типа вместе с их реликтами (вулканическими плато) занимают более 50% всей площади вулканической зоны (рис. 4). Общая площадь четвертичных эффузивов зоны составляет свыше 18000 км², а объем изверженного материала оценивается примерно в 5000 км³. Из общей площади четвертичных эффузивов на долю центральных вулканов вместе с ареальными образованиями приходится примерно 85% и лишь 15% площади занято лавовыми платообразными останцами. Если иметь при этом в виду, что большая часть лавовых платообразных останцов является реликтами крупных центральных вулканов, можно видеть, что на долю трещинных излияний в раннечетвертичное время остается весьма скромная цифра, вероятно, не превышающая несколько сотен квадратных километров. Представление о широком проявлении в это время площадных (трещинных) излияний не подтвердилось. Обширные участки вулканической зоны заняты молодыми вулканическими нагорьями, сформированными базальтовыми излияниями преимущественно в позднечетвертичное и голоценовое время. На их долю приходится более 8500 км², т.е. около 45% от всей площади четвертичных эффузивов, или несколько более 20% общей площади вулканической зоны.

Вторым по площадному распространению является денудационно-тектонический расчлененный рельеф высокогорного облика (эндогенно-экзогенный), который развит преимущественно на отложениях алнейского вулканического цикла (верхний миоцен-плиоцен). Площадь этого рельефа в открытом виде превышает 10500 км², что составляет около 30% от общей площади вулканической зоны. Интенсивный вулканизм алнейской времени сформировал мощный вулканический ярус рельефа, который, несмотря на воздействие на него тектонических движений и процессов денудации, усилившихся в четвертичное время, все еще сохраняет в значительной мере черты своей эндогенной (эффузивно-аккумулятивной) природы. Процессы разрушения значительно изменили первичный аккумулятивный облик рельефа, однако коренной его переработки еще не произошло. На это указывают отдельные периклинально залегающие, наклонные платообразные останцы плиоценовых вулканов и аналогичное залегание мощных эффузивно-пирокластических комплексов, частая сохранность довольно мощных околосерповых комлексов пород в центральных частях вулканов, а также выявленное в последнее время наличие плиоценовых вулканов (Апрелков, Шеймович, 1964; Фаворская, Волчанская и др., 1965). Исходя из этого, а также принимая во внимание общий кайнотитный облик отложений алнейской серии, мы считаем, что

Интересной особенностью вулканической зоны является относительно широкое распространение древнего денудационного рельефа, развитого на отложениях доальпийского времени – около 20% общей площади зоны. В отличие от рельефа отложений алнейской серии первоначальный рельеф здесь претерпел коренную переработку и снижение под влиянием процессов комплексной денудации; нередко он является погребенным.

Итак, большая часть территории вулканической зоны (около 30 000 км², или более 80%) занята мощными вулканогенными комплексами. В морфоструктурном отношении рассматриваемая территория представляет собой своего рода аккумулятивно-тектонический свод, сформированный под решающим воздействием эндогенных факторов – тектоники и вулканизма. При оценке относительной роли тектоники и вулканизма выявляется доминирующая роль вулканизма, как в формировании отдельных морфологических элементов, так и современной морфоструктуры центральной части хребта в целом. Особенно значителен морфоструктурный эффект четвертичного вулканизма.

Резюмируя вышеизложенное, отметим: формирование современного облика рельефа происходило в четвертичное время при сложном взаимодействии двух крупных этапов вулканизма, активных тектонических движений, мощного древнего оледенения и других экзогенных факторов, однако резко выделяются по своей роли в морфогенезе вулканизм и тектоника.

Рельеф зоны третичного вулканизма развивался при ведущей роли тектонических движений блоково-глыбового характера и участии процессов комплексной денудации. Рельеф зоны четвертичного вулканизма формируется при ведущей роли интенсивной аккумуляции вулканогенных продуктов. Помимо четко выраженной полосовой зональности основных геоморфологических, геологических и тектонических элементов (существование которой признается большинством исследователей), наиболее характерными особенностями рельефа вулканической зоны Срединного хребта являются большая пестрота и сложность (мозаичность), хорошо выраженная ярусность рельефа и существенно аккумулятивный характер двух верхних ярусов – среднего и верхнего.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФфуЗИВОВ

Прежде чем переходить к характеристике принципов и методов возрастного расчленения четвертичных эффузивов, кратко рассмотрим их взаимоотношения с вулканогенными комплексами алнейской серии, которые на обширных участках зоны являются фундаментом четвертичных вулканических образований. Вулканогенные образования алнейской серии представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, туфами, пемзами и игнимбритами (Апрелков, 1966б; Власов, 1964; Ротман, 1963). Согласно данным этих авторов, которые подтверждаются и нашими наблюдениями, наиболее кислые продукты извержений приурочены к верхним частям разрезов алнейской серии. Для этой толщи характерны резкая литолого-фациальная изменчивость, большая пестрота состава, а также повышенное количество пирокластического материала.

Возраст алнейского комплекса пород многими геологами сейчас датируется поздним миоценом-плиоценом (С.Е.Апрелков, В.Н.Бондаренко, Г.М.Власов, Ю.В.Жегалов, А.Ф.Марченко, В.К.Ротман и др.). С другой стороны, первые исследователи Камчатки (К.И.Богданович, Б.Ф.Дьяков, М.Ф.Двали, А.Н.Заварицкий и др.) рассматривали образования алнейской серии вместе с нижнечетвертичными эффузивами и датировали плиоцен нижнечетвертичным временем. Такой же объем и возраст принимали при проведении мелкомасштабных съемок геологи Пятого геологического управления (Л.И.Тихомиров, Е.М.Изотова, Б.В.Сырикович, Э.Н.Эрлих и др.). Поддерживая эту

Интересной особенностью вулканической зоны является относительно широкое распространение древнего денудационного рельефа, развитого на отложениях доалейского времени – около 20% общей площади зоны. В отличие от рельефа отложений алнейской серии первоначальный рельеф здесь претерпел коренную переработку и снижение под влиянием процессов комплексной денудации; нередко он является погребенным.

Итак, большая часть территории вулканической зоны (около 30 000 км², или более 80%) занята мощными вулканогенными комплексами. В морфоструктурном отношении рассматриваемая территория представляет собой своего рода аккумулятивно-тектонический свод, сформированный под решающим воздействием эндогенных факторов – тектоники и вулканизма. При оценке относительной роли тектоники и вулканизма является доминирующая роль вулканизма, как в формировании отдельных морфологических элементов, так и современной морфоструктуры центральной части хребта в целом. Особенно значителен морфоструктурный эффект четвертичного вулканизма.

Резюмируя вышеизложенное, отметим: формирование современного облика рельефа происходило в четвертичное время при сложном взаимодействии двух крупных этапов вулканизма, активных тектонических движений, мощного древнего оледенения и других экзогенных факторов, однако резко выделяются по своей роли в морфогенезе вулканизм и тектоника.

Рельеф зоны третичного вулканизма развивался при ведущей роли тектонических движений блоково-глыбового характера и участии процессов комплексной денудации. Рельеф зоны четвертичного вулканизма формируется при ведущей роли интенсивной аккумуляции вулканогенных продуктов. Помимо четко выраженной полосовой зональности основных геоморфологических, геологических и тектонических элементов (существование которой признается большинством исследователей), наиболее характерными особенностями рельефа вулканической зоны Срединного хребта являются большая пестрота и сложность (мозаичность), хорошо выраженная ярусность рельефа и существенно аккумулятивный характер двух верхних ярусов – среднего и верхнего.

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФфуЗИВОВ

Прежде чем переходить к характеристике принципов и методов возрастного расчленения четвертичных эффузивов, кратко рассмотрим их взаимоотношения с вулканогенными комплексами алнейской серии, которые на обширных участках зоны являются фундаментом четвертичных вулканических образований. Вулканогенные образования алнейской серии представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, туфами, пемзами и игнимбритами (Апрелков, 1966б; Власов, 1964; Ротман, 1963). Согласно данным этих авторов, которые подтверждаются и нашими наблюдениями, наиболее кислые продукты извержений приурочены к верхним частям разрезов алнейской серии. Для этой толщи характерны резкая литолого-фациальная изменчивость, большая пестрота состава, а также повышенное количество пирокластического материала.

Возраст алнейского комплекса пород многими геологами сейчас датируется поздним миоценом-плиоценом (С.Е.Апрелков, В.Н.Бондаренко, Г.М.Власов, Ю.В.Жегалов, А.Ф.Марченко, В.К.Ротман и др.). С другой стороны, первые исследователи Камчатки (К.И.Богданович, Б.Ф.Дьяков, М.Ф.Двали, А.Н.Заварицкий и др.) рассматривали образования алнейской серии вместе с нижнечетвертичными эффузивами и датировали плиоцен нижнечетвертичным временем. Такой же объем и возраст принимали при проведении мелкомасштабных съемок геологи Пятого геологического управления (Л.И.Тихомиров, Е.М.Изотова, Б.В.Сырикович, Э.Н.Эрлих и др.). Поддерживая эту

нижнечетвертичный. В последние годы М.А.Фаворская и ее сотрудники отложения алнейской серии и нижнечетвертичные эффузивы объединяют в один вулканический цикл и датируют плиоцен нижнечетвертичным временем (Фаворская, Фрих-Хар, Волчанская, 1965). По мнению А.Е.Шанцера (1968), алнейская серия расчленяется на два комплекса. Нижняя часть алнейского комплекса и березовская свита им объединяются в кавранскую серию, которая датируется средним и поздним миоценом – средним плиоценом. Верхнюю же часть алнейского комплекса он выделяет в крерукский вулканогенный комплекс и датирует средним – верхним плиоценом. Этот комплекс на породах кавранской серии залегает с угловым несогласием и с небольшим перерывом перекрывается нижнечетвертичными эффузивами.

Таким образом, вопрос о возрасте и стратиграфическом положении алнейской серии теснейшим образом переплетается с проблемой объемом нижнечетвертичных эффузивов, или так называемых плато-эффузивов. Все исследователи единодушно признают их нижнечетвертичный возраст, однако разные авторы приписывают плато-эффузивам неодинаковый объем. Сторонники относительно древнего возраста алнейской серии, а их пока большинство, относят к плато-эффузивам верхнюю часть существенно эффузивного чехла, представленную преимущественно базальтовыми разностями пород. По их мнению, эффузивная часть комплекса представляет собой нижнечетвертичные образования, которые отделены от алнейской толщи угловым несогласием. Значительно больший объем в понятие "плато-эффузивы" вкладывают исследователи, считающие возраст алнейской серии более молодым. По их представлениям, алнейская серия и плато-эффузивы являются единым комплексом плиоцен-четвертичного возраста.

Ниже рассматриваются взаимоотношения вулканогенных комплексов алнейской серии и нижнечетвертичных эффузивов на примере наиболее детально изученных разрезов.

В районе крупнейшего по размерам древнечетвертичного вулкана Уксичан взаимоотношения между вулканогенными толщами алнейского и четвертичного времени исключительно четкие и могут служить своего рода эталоном для других вулканических районов Срединного хребта. Наиболее детально разрезы были изучены по левому борту долины р. Уксичан (рис.5). Породы фундамента дислоцированы слабо и залегают практически горизонтально, лишь в краевых частях вулкана углы наклона достигают $14-16^{\circ}$, вероятно за счет первичных уклонов рельефа. Отложения фундамента характеризуются пестрым литологическим составом и различным химическим составом. Снизу вверх по разрезу выделяются три толщи – эффузивная, вулкано-терригенная и эффузивно-пирокластическая.

Нижняя существенно эффузивная толща вскрыта почти на всем протяжении долины, ее наибольшая мощность 120 м. В разрезе переслаиваются лавовые потоки базальтового, реже андезитового состава с прослоями пирокластического материала, мощность отдельных прослоев колеблется от 1-2 м до 15-20 м. Пирокластический материал представлен шлаками и туфами аналогичного состава, местами подвергшихся гидротермальному метаморфизму. В центральной части разреза наблюдается шаровая и подушечная отдельность в лавовых потоках.

Выше согласно залегает вулкано-терригенная толща, в которой фациальные взаимоотношения становятся более сложными. Общая мощность толщи несколько превышает 100 м. Она характеризуется грубой слоистостью, которая выражается в смене более тонкого туфогенного материала (туфиты, туфогенные песчаники) более грубым (мелкообломочные брекчии). Вулкано-терригенная толща построена отложениями сухих рек, пролювиальных конусов, лахаровых потоков, а также различными пирокластическими образованиями типа мелкосреднеобломочных брекчий, туфогенных песчаников, причем крупность материала возрастает снизу вверх по разрезу.

Разрез пород фундамента венчается эффузивно-пирокластической толщей мощностью до 200 м. Она согласно залегает на вулкано-терригенном комплексе пород. В ее строении принимают участие лавовые потоки андезито-базальтового и андезитового

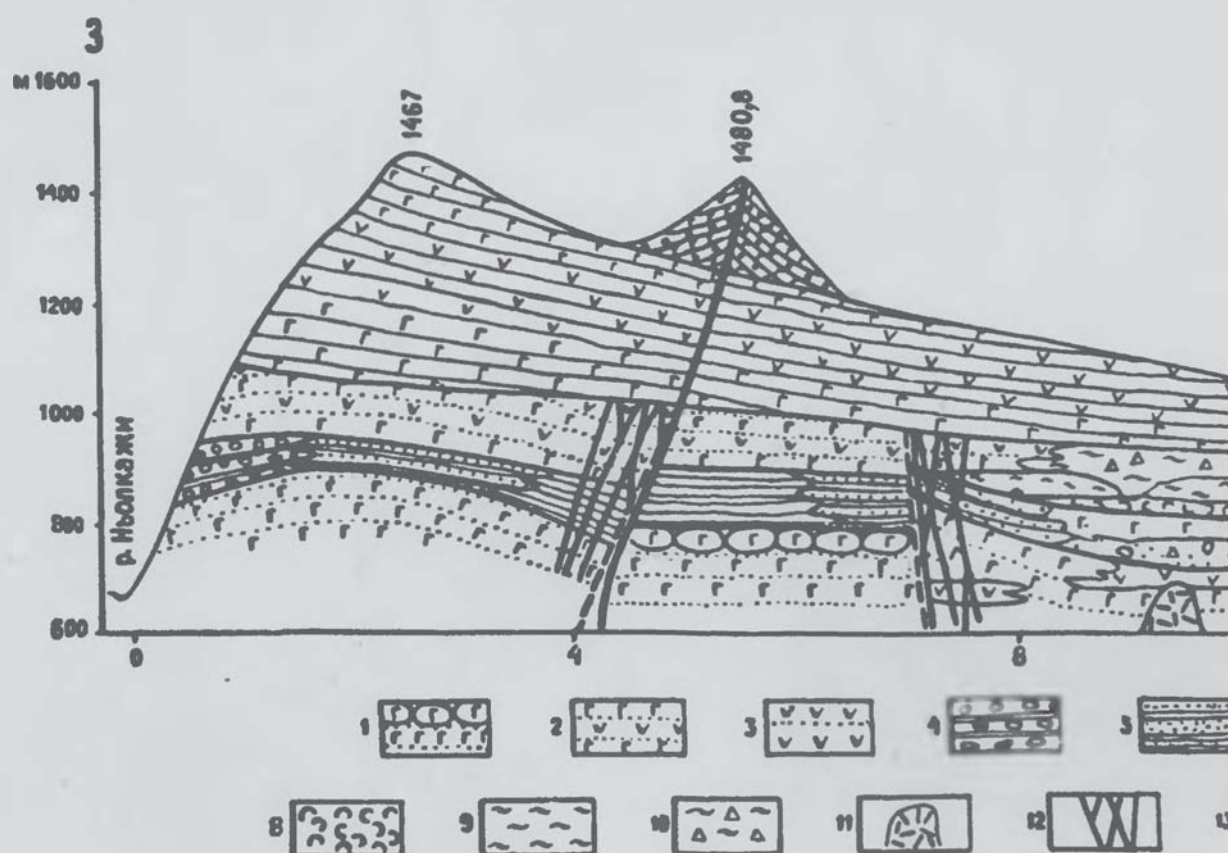


Рис. 5. Схема строения левого борта долины р. Уксичан.

1 – базальтовые лавовые потоки с шаровой отдельностью; 2 – базальтовые потоки с прослоями грубого пирокластического материала и туфами; 3 – туфы; 4 – туфогенные песчаники; 5 – туфогенные песчаники; 6 – туффиты; 7 – лахары; 8 – пемзы; 9 – экструзия андезитового состава; 10 – дайки базальтового состава; 11 – на Уксичан; 12 – базальты и туфы шлакового конуса

вые туфы и туфы. Наблюдается общее увеличение кислотности пород по сравнению с нижней частью разреза.

Вся толща пород фундамента вулкана прорвана многочисленными дайками базальтового состава, которые обычно приурочены к зоне разломов. Петрографический состав продуктов извержений представлен широким диапазоном пород от основных до кислых, но основная их масса соответствует андезитам. Обращает на себя внимание большое количество пирокластического материала во всей толще. Последняя особенность наряду с другими признаками является важной отличительной чертой вулканогенных комплексов алнейского времени и может служить для них хорошим диагностическим критерием.

Остатков фауны и флоры в породах фундамента не обнаружено, поэтому их возраст можно определять только по аналогии с однотипными отложениями, датированными более или менее определенно. По целому комплексу геологических данных и с учетом палеомагнитных критериев породы фундамента аналогичны отложениям алнейской серии, которые обычно считаются позднемиоцен-плиоценовыми. Этот возраст пород фундамента был подтвержден при геолого-съемочных работах С.Е.Апрелкова и др. в 1965 г.

Вулкан Уксичан сложен преимущественно эффузивными комплексами пород общей мощностью до 600 м, количество пирокластического материала в лавах вулкана не превышает 5–10%. Возраст этого крупнейшего в Срединном хребте щитообразного вулкана на основании комплекса геолого-геоморфологических и палеомагнитных данных достаточно уверенно определен как древнечетвертичный (Огородов, Кожмяка и др., 1966). Геологическое строение вулкана относительно простое. Постройка сложена ритмично напластованными лавовыми потоками мощностью от 5–10 м до 15–25 м. Лавы вулкана Уксичан по составу очень разнообразны и представлены рядом пород от базальтов до трахиандезитов (рис.6).

Таким образом, в Уксичанском вулканическом районе развиты две мощные вулканические толщи – существенно пирокластическая (эффузивно-пирокластическая) фундамента и существенно эффузивная толща вулкана Уксичан, которые резко различаются по литолого-фациальным особенностям и уверенно отделяются друг от друга. Мощный комплекс платоэффузивов вулкана Уксичан нижнечетвертичного возраста сформировался после небольшого перерыва, в течение которого произошла некоторая нивелировка кровли пород алнейской серии.

В районе оз. Двухъярточного, на восточном склоне хребта, широко развиты сильно разобщенные лавовые платообразные останцы, геологический разрез которых характеризуется заметным своеобразием. Наиболее показательный в этом отношении разрез изучен в 2 км западнее отметки 907,4 м (горы Большие Байдары – рис. 7). Фундаментом плато-эффузивов является весьма однородная в литолого-фациальном отношении мощная вулканогенно-осадочная толща, сложенная преимущественно туфогенными песчаниками и гравелитами. Вулканогенно-осадочная толща имеет характерный желтоватый цвет и отчетливо выраженную ритмичную слоистость. Мощность отдельных прослоев от 2–3 до 5–10 см, реже до 40 см. Мелкообломочно шлаковый материал обнаруживает следы окатывания в водной среде. Вулканогенно-осадочные породы прослеживаются до высоты 820 м. Они слабо дислоцированы (углы наклона 12–15°, реже 20–22°. Без какого-либо промежуточного слоя туфогенно-осадочная толща перекрыта шлаковым горизонтом лавового потока темно-вишневого цвета. Контакт с вышележащей толщей чистый, "подпеченный".

Выше с угловым несогласием залегает также весьма однородная существенно эффузивная толща мощностью до 200 м, выраженная в рельефе в виде ровных лавовых пластообразных останцев. Строение лавовых плато относительно простое. Они сложены напластованием лавовых потоков андезитового состава, которые разделены незначительными по мощности прослоями шлаков. Лавовые плато не обнаруживают четкой привязки к определенному центру извержения и в то же время нет никаких данных, которые свидетельствовали бы об их трещинном происхождении. Возраст лавовых платообразных останцев в данном районе первоначально был определен как



Рис.6. Геолого-петрографическая схема вулкана Уксичан.

- 1 – эффузивно-пирокластические комплексы пород фундамента вулкана; 2 – андезиты и трахиандезиты; 3 – биотитовые андезито-дациты и трахиты; 4 – базальты и андезито-базальты с прослоями туфов; 5 – базальты с прослоями туфов; 6 – базальты щитовых вулканов и шлаковых конусов; 7 – щитовые вулканы и их лавовые потоки; 8 – шлаковые конусы и их лавовые потоки; 9 – зоны измененных пород; 10 – рыхлые нерасчлененные отложения; 11 – кальдера; 12 – разломы; 13 – границы выделенных комплексов (проведены условно)

пену (N^3_2). Таким образом, кроме платообразных останцов заведомо древнечетвертичных лав, в пределах вулканической зоны Срединного хребта в небольшом количестве сохранились лавовые платообразные останцы верхнеплиоценового возраста.

В районе верховий рек Седанки, Юклы, Левои и Поворотной, как и в других районах хребта, наблюдается редкое различие в строении древнечетвертичных эффузивов и подстилающих их пород верхнеэоценового возраста. Фундаментом четвертичных эффузивов является мощная вулканогенно-осадочная толща предположительно аллей



Рис.7. Лавовый платообразный останец с ровной столообразной поверхностью, в районе озера Двухъярточного (г.г. Большие Байдары);

ном из слоистых грубообломочных брекчий и конглобрекчий, сцементированных туфовым материалом. Нижняя часть разреза вулканогенно-осадочной толщи представлена обычно ритмичным переслаиванием туфогенных песчаников и гравелитов.

Она вероятнее всего, относится к алнейскому времени. Этот возраст впервые был установлен при геолого-съемочных работах Ю.В.Жегаловым и др. в 1958 г., а затем подтвержден тематическими работами А.Р.Гептнера (1968). Бронирующие лавовые комплексы платообразных останцов по всей сумме геолого-геоморфологических фактов и с учетом палеомагнитных данных (лавовые комплексы имеют, как правило, устойчивую обратную намагниченность пород по отношению к современному магнитному полю) следует относить к древнечетвертичным образованиям.

Отложения алнейской серии и древнечетвертичные платоэффузивы широко представлены также в верховьях рек Куньманькучи, Кунхилок и Шишей. Геологическое строение платообразных останцов, слагающих так называемую Столовую тундру, сложнее, чем в других районах. Здесь развиты два типа останцов, которые различаются как по морфологии, строению и составу лавовых потоков, так и по влиянию на них блоковой тектоники. Первый тип останцов группируется вокруг двух центров, расположенных соответственно в верховьях рек Кунхилок и Шишей. В районе верховий р.Кунхилок располагается несколько платообразных останцов (высоты 1558, 1291, 1432 и 1394 м), в строении которых участвуют как вулканогенно-осадочные, так и эффузивно-пирокластические комплексы. Вулканогенно-осадочные породы, представленные туфитами, туфогенными песчаниками с прослоями маломощных андезитовых лав, как правило, приурочены к нижним частям разрезов, хотя в редких случаях (высота 1432 м) они

пироксеновые андезиты. Реже встречаются андезито-дацитовые лавы и очень редко маломощные потоки андезито-базальтовых лав. Пирокластические образования представлены туфами, агломератовыми потоками, в меньшем количестве пемзовыми прослоями; на некоторых участках наблюдаются линзы игнимбритов дацитового состава. Углы наклона как вулканогенно-осадочной, так и эффузивной толщи небольшие и колеблются от $10-12^{\circ}$ до $18-20^{\circ}$. Все останцы располагаются радиально, залегание толщи периклинальное, что указывает на наличие центра извержений в районе верховий р. Кунхилок. Это также подтверждается и изменением фациального состава изверженного материала.

Вторая группа платоэффузивов не имеет четкой привязки к определенным центрам извержений (отметки 1150, 1228, 913 м) и по строению отличается от останцов первого типа. Они сложены напластованием мощных лавовых потоков базальтового и реже андезито-базальтового состава. Отдельные лавовые потоки разделены маломощными прослоями пирокластического материала того же состава. Угол падения лавовых потоков — $12-16^{\circ}$, азимут падения восток — юго-восток. Ориентировка отдельных останцов и анализ фациального состава изверженного материала показывают, что центры извержений располагались в приводораздельной части хребта. Отдельные центры извержений в настоящее время выделить трудно, так как в районе водораздела интенсивно проявилась эрозия, блоковая тектоника, а также молодой вулканизм, который практически перекрыл более древние центры. Останцы первого типа являются более древними образованиями по отношению к останцам второго типа, так как на многих участках отмечалось налегание базальтовых останцов второго типа на останцы первого типа. Учитывая литологический состав пород и данные палеомагнитного анализа, останцы первого типа можно относить к алнейским образованиям, а останцы второго типа — к древнечетвертичным. Палеомагнитный анализ останцов первого типа показывает, что большая часть разрезов имеют обратный вектор намагниченности и только верхние части бронирующих лав имеют обратный вектор намагниченности, что позволяет говорить о плиоцен-нижнечетвертичном возрасте, т.е. формирование останцов первого типа происходило в основном в плиоценовое время и лишь завершающие извержения имели место в самом начале раннечетвертичного времени. Останцы второго типа по строению и составу лав совершенно аналогичны древнечетвертичным образованиям других районов Срединного хребта. Вектор остаточной намагниченности лав останцов второго типа имеет обратное направление по отношению к современному магнитному полю.

Стратиграфическое положение алнейского комплекса нами обосновывается слабо из-за отсутствия палеонтологического и палеофлористического материала. Возраст алнейской серии принимается как верхнемиоцен-плиоценовый, так как этот возрастной интервал является, на наш взгляд, более обоснованным, и его придерживается пока большинство исследователей Камчатки.

Проведенные геоморфологические исследования и особенно палеомагнитный анализ верхней части алнейской толщи и четвертичных эффузивов дают основание высказать предположение, что алнейский цикл вулканизма в некоторых районах Срединного хребта, как например, в Столовой тундре, закончился в самом начале четвертичного времени. В районе Столовой тундры четко устанавливаются центры алнейского вулканизма или реликты алнейских вулканов, верхние лавовые потоки которых имеют первую обратно намагниченную зону. И в то же время некоторые эффузивные комплексы, морфологически выраженные в виде отдельных пологонаклонных платообразных останцов и, несомненно, относящиеся к четвертичному циклу излияний, в нижних частях своих разрезов имеют вторую прямую палеомагнитную зону, что указывает на образование их в конце плиоценового времени. Другими словами, граница между алнейским комплексом и четвертичными эффузивами может быть сколь угодно близкой. Следует иметь в виду, что раннечетвертичные базальтовые излияния в большем масштабе проявились не только в Срединном хребте и на территории полуострова, но также в пределах Корякского нагорья (Егiazаров и др., 1965), Курильских

алнейскими отложениями нет оснований. Фундамент четвертичных вулканических образований (алнейская серия) представлен существенно пирокластической (эффузивно-пирокластической) и вулканогенно-осадочной толщами пород, а начальные излияния четвертичного вулканического цикла – монотонной преимущественно лавовой толщей основного состава.

Расчленение четвертичных эффузивов на отдельные возрастные комплексы имеет первостепенное значение для правильного понимания многих вопросов и в первую очередь истории развития вулканизма. Однако определение возраста четвертичных вулканических образований связано со значительными трудностями. Для их расчленения классические (геологические) методы малопригодны, поскольку вулканогенные отложения почти всегда лишены палеонтологических и палеофлористических макроостатков. Как показал опыт работы ряда исследователей (Фаворская и др., 1965; Кочегура, 1965; Кожемяка, 1967; Мелекесцев, 1968; и др.), основными методами расчленения и возрастной корреляции четвертичных вулканических комплексов и слагаемых ими форм рельефа являются: 1) комплексный геоморфологический, 2) петрографо-петрохимический и 3) палеомагнитный; для отдельных районов могут быть использованы: 4) определение возраста по спорово-пыльцевым и диатомовым остаткам, заключенным в вулканогенно-осадочных отложениях, и 5) сопоставление эффузивных толщ с датированными рыхлыми четвертичными отложениями соседних районов. Следует подчеркнуть, что применение какого-либо одного метода для определения возраста и корреляции четвертичных эффузивов не дает положительных результатов, поэтому всегда следует применять комплекс различных методов. С учетом вышеизложенного кратко рассмотрим принципы и методы возрастного расчленения четвертичных эффузивов Срединного хребта.

Геоморфологический метод возрастного расчленения и корреляции четвертичных вулканических образований основывается на двух основных положениях: а) датировании и корреляции вулканических образований по их специфическим морфологическим особенностям и б) датировании и корреляции вулканических образований по соотношениям их с формами рельефа, возраст которых уже известен (морены, скульптурно-ледниковые формы рельефа, флювиогляциальные и аллювиальные террасы и т.д.). Учитывая степень сохранности вулканических сооружений, можно с некоторой долей условности определить последовательность их образования. Даже при беглом осмотре любого вулканического района обращает на себя внимание, что одни вулканические постройки совершенно неэродированы и имеют первично-вулканический облик, другие – сильно разрушены, а третьи настолько эродированы, что их облик как вулканического сооружения практически не сохранился и от вулканической постройки остались отдельные останцы. Естественно, расчленение по такому принципу условное, так как степень разрушенности различных вулканических построек зависит от многих причин (от соотношения пирокластического материала и лавовых потоков, от типа извержений, от абсолютной высоты вулканической постройки, от интенсивности эрозии и т.д.). Но тем не менее грубое, относительное расчленение вполне возможно в виде первой прикидки последовательности образования вулканических сооружений. В пределах Срединного хребта в позднеплиоцен-четвертичное время можно наметить следующую последовательность образования вулканических построек:

1. Крупные щитообразные вулканические постройки, от которых в настоящее время сохранились лишь отдельные пологонаклонные платообразные останцы – плато-эффузивы Ичинского вулканического района, районов г.Окся, верховий рек Седанки, Поворотной и Юкля, Столовой тундры и т.д.

2. Крупные щитообразные вулканы, которые глубоко эродированы троговыми долинами, прорезающими вулканическую постройку вплоть до основания; облик вулканической постройки как аккумулятивной формы определяется достаточно четко – вулканы Уксичан, Большая Кетепана, Малая Кетепана, Переваловый, Большой Чекчебонай, Малый Чекчебонай, Шлен и др.

3. Вулканы, степень эродированности которых относительно невелика, их склоны

эрозии и денудации; они имеют первично-вулканический облик. Это также весьма многочисленная группа вулканов – Кэбенэй, Леутонгей, Титила, Междусопочный, Шншель, Атласова и др.

Датирование и корреляция вулканических образований по их соотношению с формами рельефа, возраст которых уже известен, являются более надежными и точными и имеют то преимущество, что вулканические образования могут быть достаточно уверенно привязаны к геохронологической шкале. Этот метод основывается прежде всего на соотношении вулканических образований со скульптурно-ледниковыми и ледниково-аккумулятивными формами рельефа (моренами, трогами, карами, флювиогляциальными террасами и т.п.), которые на данном этапе являются важнейшим критерием для датировки возраста эффузивов (рис.8). Как показали наши исследования (Кожемяка, 1966), ценность и достоверность этой методики значительно возрастает в том случае, если картирование следов древнего оледенения сопровождается детальным изучением петрографического состава валунов в моренных отложениях.

Вопросы четвертичного оледенения привлекали внимание практически всех исследователей Срединного хребта (Bogdanowitsch, 1904; Кушев и Ливеровский, 1940; Власов, Чемяков, 1950; Двали, 1955; Мокроусов, Садовский, 1961; Лапшин, 1963 и многие другие). Однако ледниковые комплексы до последнего времени не являлись объектом специальных геоморфологических исследований и поэтому многочисленные сведения, приводимые названными исследователями, неравноценны. Многие авторы выделяют два крупных этапа наступания ледников только на основании различного гипсометрического положения морен, что является крайне ненадежным критерием; при этом такие построения не подкрепляются анализом степени сохранности аккумулятивного ледникового рельефа, литологий, петрографии морен и т.п. Выделяются прекрасно сохранившиеся ледниковые комплексы последнего крупного этапа оледенения, при этом более древние, сильно разрушенные ледниковые комплексы нередко пропускаются. Отдельные авторы выделяют два разновозрастных комплекса морен (среднеплейстоценовый и верхнеплейстоценовый), однако возраст среднеплейстоценовых ледниковых отложений обосновывается недостаточно и датируется условно или по аналогии с другими районами. Чаще всего совершенно не рассматривается вопрос о принадлежности ледниковых комплексов к самостоятельным оледенениям или фазам. Наибольший интерес представляют сведения о двух этапах наступания ледников, когда авторы учитывали комплекс признаков: гипсометрическое положение, сохранность и выраженность в рельефе, взаимоотношение ледниковых комплексов с морскими террасами и т.п. (Власов, Чемяков, 1949).

Изучение ледниковых отложений в поле, а также дешифрирование аэрофотоснимков позволили установить, что Срединный хребет является областью наиболее значительного по масштабам четвертичного оледенения.

Голоценовое оледенение (Q_4^3). Преимущественно в северной части вулканической зоны обнаруживаются небольшие по мощности и протяженности морены, которые обычно расположены недалеко от крупных каров, ныне лишенных современного оледенения. По степени сохранности и пространственно они занимают промежуточное положение между небольшими моренами современного оледенения и ледниковыми комплексами последнего крупного этапа верхнеплейстоценового оледенения. Эти небольшие по мощности морены связываются с проявлением на ряде участков хребта голоценового оледенения карового типа, которое, вероятно, имело место после климатического оптимума. Аналогичные по возрасту моренные отложения выделяются И.В.Мелекесцевым (1965) в районе Ключевской группы вулканов, а также В.Н.Олониным (1965, 1966). Возраст голоценового оледенения определен И.В.Мелекесцевым с помощью тефрохронологического метода в 1500–2000 лет. По мнению американских исследователей Дентона и Стивера (Denton, Stuiver, 1966), наступание ледников в голоцене после климатического оптимума происходило синхронно для всего Северного полушария. Возраст оледенения датируется американскими исследователями с помощью радиоуглеродного метода в 2640 лет, т.е. цифра близка к возрасту, полученному И.В.Мелекес-

реговых морен вдоль склонов, а также холмисто-грядово-котловинным рельефом (донная и основная морена). Аккумулятивные ледниковые комплексы 2-й стадии генетически тесно связаны с молодыми трогами и карами, весьма сходны по морфологии и уверенно относятся к последнему крупному этапу наступания ледников в конце позднего плейстоцена (Q_3^3). Во вторую стадию массовое развитие получили крупные долинные ледники с толщиной льда от 200–300 до 500–600 м, которые удалялись от линии водораздела в среднем на 35–40 км на западных склонах Срединного хребта в пределах вулканического пояса и в основном не выходили за пределы горной части зоны. В северной части хребта, на его восточных склонах, от Укинской губы и почти до Анапкинского залива ледники обладали большей энергией и удалялись от водораздельной линии в среднем на 55–60 км. Максимальной энергией обладали ледники, спускавшиеся по долинам рек Уки и Озерной на 80–85 км. Конечноморенные гряды молодых ледниковых комплексов чаще всего развиты в интервале высот от 180–200 м до 500–600 м. В северной части хребта, вдоль его восточных склонов, молодые конечноморенные образования нередко располагаются на уровне океана. Таким образом, высотное положение конечноморенных гряд колеблется от 0 до 600 м. Мощность моренных отложений второй стадии в среднем 30–60 м. В большинстве случаев отмечается один конечноморенный вал максимального развития, промежуточные конечные морены выше по долинам отсутствуют, что свидетельствует о длительном стационарном стоянии ледников, а затем их относительно быстром отступании. В отдельных случаях наблюдаются малые осцилляционные перемещения ледниковых языков. К аналогичным выводам приходит и В.Н.Олюнин (1965).

Молодые ледниковые комплексы характеризуются маломощным почвенным горизонтом; морена в верхних горизонтах преимущественно валунно-галечниково-гравийная и содержит в заполнителе относительно небольшое количество илисто-глинистого материала (рис.9). Обломочный материал в свежих ледниковых комплексах чаще всего окатан слабо или средне; в заметном количестве имеются также валуны и галька совершенной окатанности – шарообразной и утюгообразной формы. В ряде мест, как, например, в районе вулкана Анаун, в долинах рек Калгауч и Седанки, в верхних горизонтах моренной толщи в изобилии представлен остроугольный обломочно-глыбовый материал базальтового состава, а также шлаки аналогичного состава. Характерно, что крупные валуны и галька в разрезах моренных гряд залегают чаще всего упорядоченно оси обломков ориентированы нередко согласно с общей ориентировкой моренных гряд и направлением движения ледника.

Петрографический состав валунов молодых ледниковых комплексов заметно различается от места к месту, однако в целом они сильно обогащены свежими оливинowymi базальтами молодых вулканов, а во многих районах обломочный материал в морене представлен почти исключительно базальтами (рис.10).

Главные центры оледенения располагались в приводораздельной части хребта, в районах юго-западнее вулкана Ичинского, на крупных вулканических массивах Окси, Алней-Чашаконджа, Хувхойтун-Острая и в районе г.Тылеле. Интенсивность оледенения возрастала с юга на север, его максимальная интенсивность наблюдалась на участке от вулкана Алягей до г.Тылеле, т.е. в районе, где и в настоящее время значительно современное оледенение. Помимо долинных ледников и ледниковых шапок на вулканах, на плоских водоразделах формировались пологие ледяные щиты, небольшой мощности фирново-ледниковые покровы на лавовых плато, а также каровые ледники. Господствующим типом оледенения являлся горно-долинный, но были представлены также каровый, предгорный и, отчасти, полупокровный типы оледенения.

Ледниковые комплексы более древние, первой максимальной стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^2), в значительной степени разрушены, сглажены, с трудом дешифрируются по аэрофотоснимкам, а их выделение требует обязательного подтверждения полевыми исследованиями. Ранее эти ледниковые комплексы чаще всего пропускались или же относились к среднему плейстоцену. Конечноморенные дуги первой стадии расположены в 25–30 км ниже аналогичных образований второй стадии и удалены от линии водораздела в среднем на 65–70 км.

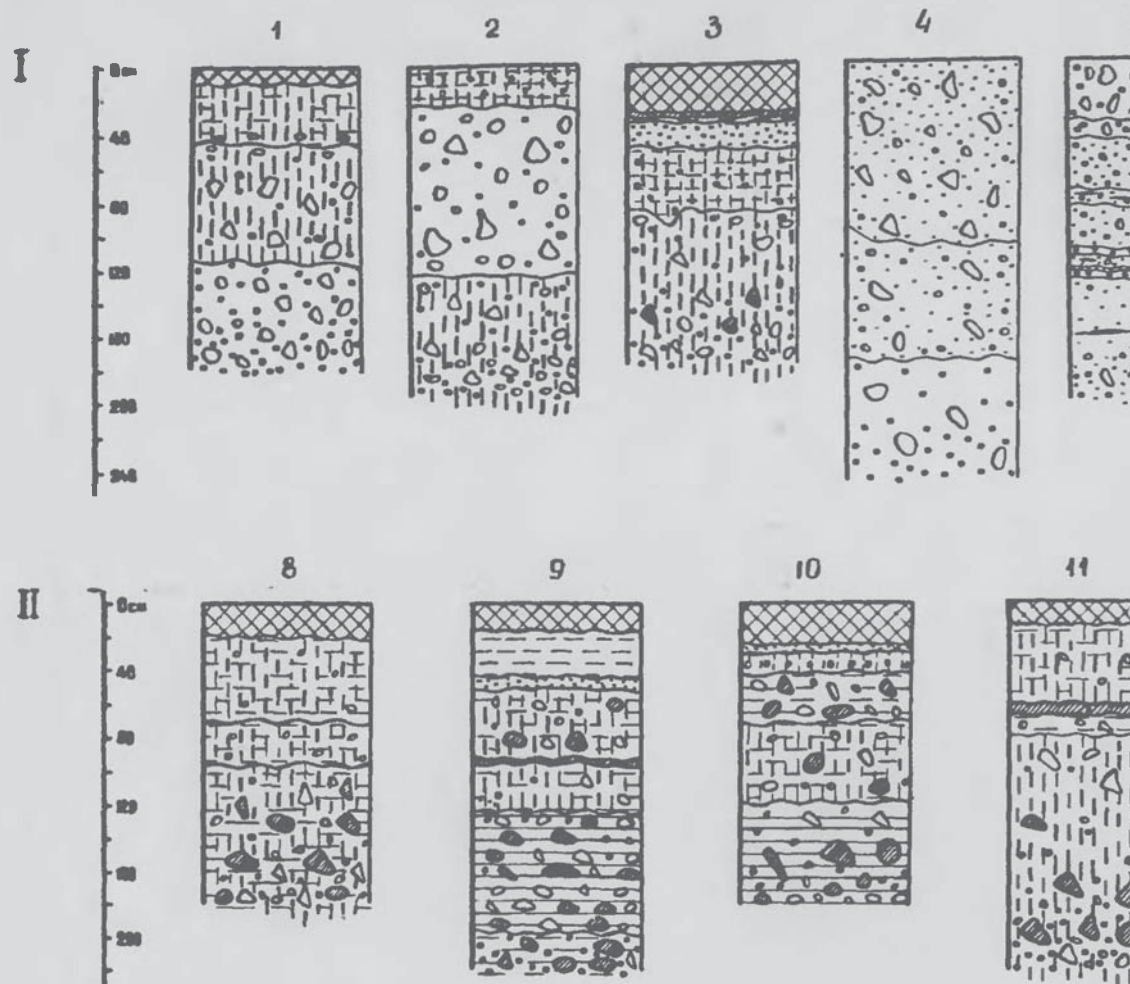


Рис. 9. Разрезы свежих и денудированных ледников комплексов.
 I - вторая стадия верхнеплейстоценового оледенения: 1 - долина р. Уксичан, у отметки 1311,3 - долина р. Анавгай, в 8 км от устья; 3 - долина р. Анаун, у подножия вулкана Анаун; 6 - долина р. Тигиль, в 7 км к северо-западу от вулкана 1243,5; II - первая стадия оледенения: 8 - долина р. Тигиль, у поворота на север; 9 - долина р. Тигиль, южнее г. Половинной; 11 - междуречье рр. Седанки - Первой Рассохины, южнее устья р. Кымсылайн; а) торфяноперегнойный ил; б) супесь; в) песок; г) ил (суглинок); ж - глина; з - суглинок.

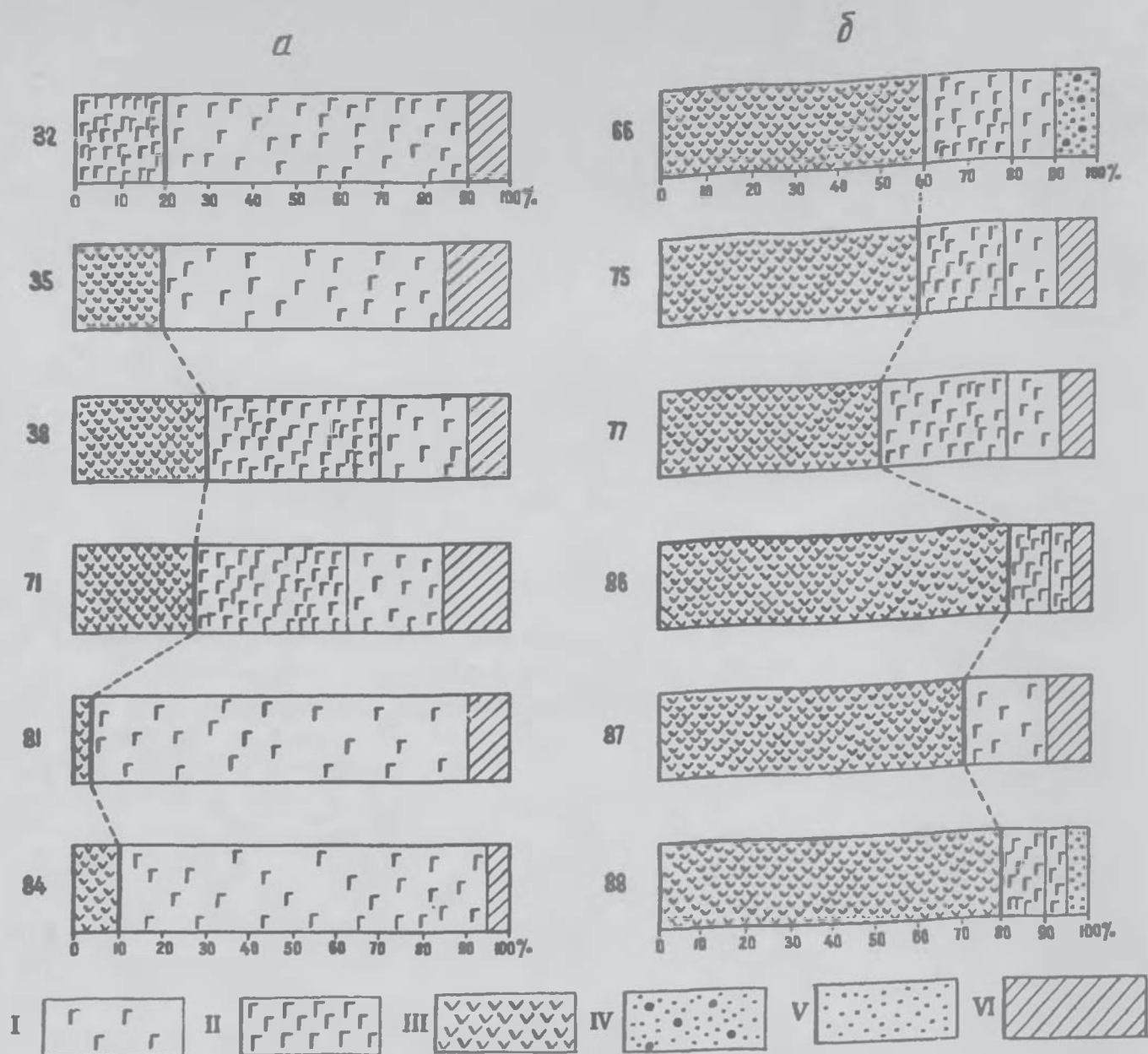


Рис.10. Петрографический состав вулканов ледниковых комплексов (процентное содержание основных разновидностей пород)
 а – вторая стадия (фаза) верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^3); 32 – восточное подножие вулкана Анаун; 35 – верховье р.Балыгинган; 38 – р.Анавгай в 8 км от устья; 71 – р.Тигиль в 7 км северо-западнее устья р.Копкан; 81 – р.Калгауч, в 6 км северо-западнее вулкана Блинец (1243,5); 84 – р.Седанка, в 5 км ниже оз.Конско-го; б – первая стадия верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^2): 66 – р.Рассошина, в 6 км северо-западнее г.Половинной; 75 – р.Тигиль, у поворота на север; 77 – р.Тигиль, холм с отм.262 м; 86 – междуречье Первой Рассошины – Седанки; 87 – р.Первая Рассошина, южнее р.Кымсылайн; 88 – р.Первая Рассошина, левый борт; I – базальты оливин-плагиоклаз-пироксеновые, свежие; II – базальты (андезито-базальты) афировые, выветрелые; III – андезиты пироксен-плагиоклазовые и роговообманковые; IV – гравелиты и песчаники; V – песчаники; VI – прочие разновидности пород

характеризовалось большей интенсивностью и по крайней мере в 1,5 раза превышало площадь оледенения второй стадии. При общем горно-долинном характере оледенения более широко развивались полупокровы, особенно в северной части вулканической зоны. Мощные долинные ледники выходили здесь за пределы гор и в ряде случаев сливались, образуя обширные предгорные ледники типа Маляспина, а также ледники подножий. Обычно отмечается один мощный конечноморенный вал, значительно сниженный и разрушенный, но выраженный в рельефе достаточно четко; промежуточные конечноморенные образования, как правило, в рельефе не выражены.

ши является наличие почти чистого илисто-глинистого горизонта мощностью до 1 м в верхних частях разрезов (валунно-галечниково-глинистая морена). Итак, моренная толща повсеместно имеет мощный (до 80 см) и хорошо развитый почвенный горизонт, резко обогащена в верхних частях разрезов илисто-глинистым материалом, содержит повышенное количество окислов железа и характеризуется более сильной выветренностью галек и валунов. В ледниковых комплексах 1-й стадии свежие разности базальтовых лав молодых вулканов, как правило, отсутствуют или же представлены в незначительном количестве. В целом же морена имеет существенно андезитово-базальтовый и андезитовый состав, в отличие от преимущественно базальтового состава 2-й стадии (рис.10).

В настоящее время приходится констатировать, что как в пределах Срединного хребта, так и по всей Камчатке вопрос о самостоятельности описанных выше двух этапов оледенения не может быть решен положительно, так как каких-либо межледниковых отложений с относительно теплолюбивой флорой или переходных форм рельефа обнаружить не удалось. С полной определенностью можно говорить о том, что описанные ледниковые комплексы характеризуются существенно различной сохранностью и выветренностью верхних горизонтов, различным литолого-петрографическим составом и, вероятно, разделены менее холодным промежутком времени, о чем косвенно свидетельствует повышенное количество окислов железа в морене первой стадии. На значительную длительность менее холодного промежутка времени между двумя главными стадиями висконсина указывает и Р.Флинт (1963). Хотя в пользу самостоятельности двух этапов оледенения и имеются некоторые косвенные указания (а именно: накопление окислов железа в верхних горизонтах морен первой стадии, различный литолого-петрографический состав морен), все же по всей сумме фактов мы считаем наиболее правильным относить оба комплекса к двум стадиям верхнеплейстоценового оледенения.

В настоящее время большинство исследователей Северо-Востока, Дальнего Востока и Северной Америки выделяют в верхнем плейстоцене два разновозрастных ледниковых комплекса (Баранова, Бискэ, 1964; Петров, 1963, 1964; Чемяков, 1959, 1961; Флинт, 1963; Hopkins и др., 1965; Denton, Stuiver, 1966 и др.). Расхождения в точках зрения сводятся к тому, относить ли эти комплексы к самостоятельным оледенениям или фазам. В последние годы все больше исследователей Камчатки склонны выделять две фазы, а не два самостоятельных оледенения (Брайцева и др., 1968; Олюнин, 1963, 1965). Большинство исследователей Северной Америки также выделяют в позднем плейстоцене две главные стадии (Флинт, 1963). Против выделения нескольких оледенений на Русской равнине возражают И.П.Герасимов и И.С.Чеботарева (1963).

В связи с отсутствием унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Камчатки определение возраста ледниковых отложений затруднено. Возраст ледниковых комплексов второй стадии не вызывает особых возражений и относится нами к концу позднего плейстоцена (Q_3^3). Возраст же ледниковых комплексов первой стадии остается в некоторой мере условным. Но, если учесть их выраженность в рельефе, находки Н.П. Куприной (1966) остатков мамонта позднего типа во флювиогляциальных отложениях первой фазы, весьма вероятную синхронность наступания главных ледниковых эпох для всего Северного полушария (Denton, Stuiver, 1966), результаты исследований В.Н.Олюнина, О.А.Брайцевой, И.В.Мелексцева, Е.Г.Лупкиной и И.С.Евтеевой по Центрально-Камчатской депрессии, возраст обоих ледниковых комплексов с достаточной вероятностью можно ограничивать поздним плейстоценом. Две стадии верхнеплейстоценового оледенения Срединного хребта соответствуют таковым по Центрально-Камчатской депрессии (Брайцева, 1967) и, по-видимому, сопоставляются с двумя ледниковыми эпохами, выделенными Г.М.Власовым и Ю.Ф.Чемяковым (1949) на севере Камчатки.

Морены более древнего, среднеплейстоценового оледенения (Q_2) в вулканической части хребта не обнаружены, так как следы последнего были уничтожены двумя крупными этапами наступания ледников в позднем плейстоцене, а также активными тектоническими движениями и воздействием процессов комплексной денудации. Однако мы не исключаем возможности их обнаружения в разрезах в отдельных, благоприятных для

Детальное изучение ледниковых комплексов показало большую эффективность этого метода и позволило расчленить четвертичный цикл излияний на два основных этапа – первый этап закончился в основном в доледниковое (доверхнечетвертичное) время. Второй этап четвертичного вулканизма начался после небольшого перерыва преимущественно в конце первой стадии верхнеплейстоценового оледенения и закончился в послеледниковое время. Выделяются следующие основные возрастные группы: 1) ранне-среднечетвертичная ($Q_1 - Q_2$); 2) позднечетвертичная (Q_3); 3) позднечетвертичная-голоценовая ($Q_3 - Q_4$); 4) современная (голоценовая) – Q_4 . В эти возрастные интервалы укладывается подавляющее большинство вулканов.

В доледниковую (ранне-среднечетвертичную) группу входят все вулканические постройки, которые имеют следы воздействия обеих стадий верхнеплейстоценового оледенения. Морена первой стадии верхнеплейстоценового оледенения перекрывает эти сооружения, а петрографический состав валунов в морене соответствует составу лав этих вулканов. В данную группу входят крупные, сильно эродированные вулканы Укисчан, Большая Кетепана, Малая Кетепана, Переваловый, Тигильский, Большой Чекчебонай, Малый Чекчебонай, Шлен и др.

В позднечетвертичную группу относятся все вулканические постройки, склоны которых вплоть до вершины эродированы второй стадией верхнеплейстоценового оледенения. Эту группу вулканов можно назвать межстадиальной, так как они сформировались между двумя стадиями верхнеплейстоценового оледенения. Вторая стадия оледенения по сравнению с первой проявилась значительно слабее, поэтому постройки ледниковой и позднечетвертичной групп вулканов эродированы в резко различной степени. К позднечетвертичной группе вулканов относятся Киреунский, Двухъярточный, Ахтанг, Алнгей, Хувхойтун, Снеговой, Северный и др.

К позднечетвертичной – современной группе вулканов относятся все вулканические постройки, склоны подножий которых эродированы второй стадией верхнеплейстоценового оледенения, а вершинные части не имеют скульптурно-ледниковых форм рельефа. По отношению к оледенению эта группа вулканов является переходной, т.е. формирование вулканов началось до второй стадии верхнеплейстоценового оледенения, а закончилось уже после оледенения. Это вулканы Чингейнгейн, Крайний, Калгауч, Ближний, Белый и др.

Современная (голоценовая) группа вулканических образований выделяется относительно легко, основным критерием является отсутствие скульптурно-ледниковых форм рельефа на их склонах, а также перекрытие лавовыми потоками ледниковых отложений 2-й стадии. Сюда входят многие вулканы – Кэбенэй, Леутонгей, Титила, Междусопочный, Шишель и др., а также обширная группа шлаковых и лавовых конусов.

Петрографо-петрохимический метод расчленения и корреляции не относится к числу ведущих, но является важным вспомогательным методом, который необходимо применять в тесном сочетании с другими методами. Этот метод основывается на изменчивости (стадийности) вулканических процессов. Для правильного понимания исторического развития вулканизма в первую очередь необходимо выделять отдельные вулканогенные комплексы, соответствующие определенным этапам или фазам вулканизма. А затем уже выделенные вулканогенные комплексы необходимо привязывать к геохронологической шкале. Вулканогенные комплексы характеризуются общностью их генетических, морфологических, литолого-петрографических и петрохимических признаков и хорошей поддержанностью этих особенностей на обширной территории. В таком определении лавовые комплексы в значительной мере соответствуют вулканокластическим фациям или группам фаций по Е.Ф. Малееву (1963). В четвертичном цикле излияний выделяются два этапа, которым соответствуют два вулканогенных комплекса. Самые начальные излияния выражены в виде отдельных пологонаклонных платообразных останцов. Несколько более поздние излияния раннего этапа представлены крупными щитообразными сильно эродированными доледниковыми вулканами. Наблюдается явная преемственность состава изверженного материала отдельных платообразных останцов и крупных доледниковых вулканов; ранние излияния многих доледниковых вулканов совершенно тождественны составу отдельных платообразных останцов. Этот факт свидетельствует о том, что плато-

облик. Состав продуктов извержений характеризуется значительным однообразием на всей территории хребта и представлен исключительно базальтовыми и андезито-базальтовыми разностями лав.

Отсутствие переходных форм рельефа между крупными сильно эродированными доледниковыми вулканами и щитовыми вулканами, близкими к исландскому типу, резкая смена состава продуктов и характера извержений дают основание предполагать наличие небольшого перерыва после первого этапа и считать проявления базальтового вулканизма вторым этапом четвертичного вулканизма.

Палеомагнитный метод является одним из наиболее перспективных при расчленении и датировке эффузивных комплексов. В настоящее время установлено, что лавовые потоки обладают высокой стабильностью остаточной намагниченностью, что можно с успехом использовать в целях стратиграфического расчленения и корреляции удаленных друг от друга разрезов (Кочегура, 1965; Cox, Hopkins, Dalrymple, 1966, и др.). Предпосылками, определяющими перспективность применения палеомагнитного метода, являются следующие факты: 1. В течение плиоцена и плейстоцена происходили неоднократные и одновременные по всему земному шару изменения полярности геомагнитного поля – инверсии. Поэтому магнитную полярность можно использовать с достаточной точностью для геологических корреляций на огромных расстояниях. 2. Палеомагнитными исследованиями датированных горных пород в других районах земного шара инверсии магнитного поля привязаны к геохронологической шкале и шкале абсолютного возраста. 3. Исследования магнитной стабильности эффузивов Камчатки показывают, что основная их масса отражает полярность, а во многих случаях и направление геомагнитного поля времени их образования. Поэтому палеомагнитные методы позволяют расчленять эффузивные комплексы на серии горизонтов с чередующейся магнитной полярностью. При этом синхронные для всего земного шара границы между палеомагнитными горизонтами могут служить надежными реперами при сопоставлении разрезов как в пределах одного и того же эффузивного комплекса, так и при их корреляции в межрегиональном масштабе.

Нами широко применялась методика палеомагнитного анализа, основанная на сборах большого количества ориентированных образцов (Кочегура, Кожемяка, Огородов, 1969). На каждом участке, как правило, отбиралось по несколько палеомагнитных разрезов. Всего проанализировано около 500 образцов. Осредненные по горизонтам магнитные свойства пород всех разрезов приведены в табл. 2. Составлена схема палеомагнитной корреляции разрезов (рис. 11).

На участке 2, в верховье р. Кирганик, двухсотметровая вулканогенная толща, которая по данным В. К. Ротмана отнесена к алнейской серии, перекрывается с угловым несогласием маломощным покровом лав, относящихся к четвертичным излияниям. По магнитным свойствам в этом разрезе выделяются четыре палеомагнитных горизонта с чередующейся магнитной полярностью p_1, p_2, p_2, p_3 *. При этом три нижних горизонта относятся к образованиям алнейской серии, а четвертый, палеомагнитный горизонт с обратной намагниченностью пород относится уже к посталинейскому времени. На этом же участке (2а) в районе перевала Оганчи разрез алнейской серии имеет полярность p_2 . На участке 3, в верховье р. Копылье, трехсотметровая толща плиоценовых эффузивов перекрывается с угловым несогласием стометровой толще раннечетвертичных плато-эффузивов. В верхний горизонт обратно намагниченных пород, имеющий мощность около 160 м, входят раннечетвертичные эффузивы и верхние части алнейской серии. Породы в обоих комплексах имеют однородную обратную намагниченность и, вероятно, относятся к одному и тому же палеомагнитному горизонту p_1 . Ниже по разрезу выделяются горизонты p_2 и p_2 . На участке 4, юго-западнее вулкана Ичинского, палеомагнитный разрез начинается с доледникового вулкана Лаучан, обратная намагниченность лав которого позволяет относить его к палеомагнитному горизонту p_1 . К этому же горизонту относится верхняя часть лав платообразных останцов вулкана Черпук, а нижняя часть и подстилающие породы – к горизонту p_2 . На участке 5, район вулкана Уксичан, выделяется три палеомагнитных горизонта p_1, p_1 и p_2 . К палеомагнит-

Магнитные свойства эфизивов Срединного хребта

Уч.1	Уч.2	Уч. 2а	Уч.3	Уч.4	Уч.5
------	------	--------	------	------	------

$n = 129$
 $A = 0^{\circ}$
 $J = +72^{\circ}$
 $L = 6^{\circ}$
 $I_n = 4,0$
 $I_i = 0,74$
 $Q = 6,4$
 $\phi n = 85^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 159^{\circ}$ в.д.

$n = 2$
 $A = 15^{\circ}$
 $J = +64^{\circ}$
 $I_n = 6,4$
 $I_i = 0,55$
 $Q = 11,8$

$n = 4$
 $A = 162^{\circ}$
 $J = -83^{\circ}$
 $I_n = 1,9$
 $I_i = 1,4$
 $Q = 1,3$
 $\phi n = 68^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 145^{\circ}$ в.д.

$n = 13$
 $A = 172^{\circ}$
 $J = -62^{\circ}$
 $L = 8$
 $I_n = 5,1$
 $I_i = 0,86$
 $Q = 6,6$
 $\phi n = 75^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 4^{\circ}$ в.д.

$n = 8$
 $A = 216^{\circ}$
 $J = -45^{\circ}$
 $I_n = 15,4$
 $I_i = 0,4$
 $Q = 29,0$

$n = 28$
 $A = 167^{\circ}$
 $J = -63^{\circ}$
 $L = 12^{\circ}$
 $I_n = 4,4$
 $I_i = 0,62$
 $Q = 7,7$
 $\phi n = 75^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 15^{\circ}$ в.д.

$n = 5$
 $A = 225^{\circ}$
 $J = +83^{\circ}$
 $I_n = 0,25$
 $I_i = 0,8$
 $Q = 0,33$

$n = 8$
 $A = 63^{\circ}$
 $J = +79^{\circ}$
 $L = 4^{\circ}$
 $I_n = 1,04$
 $I_i = 1,2$
 $Q = 0,96$
 $\phi n = 59^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 165^{\circ}$ з.д.

$n = 3$
 $A = 356^{\circ}$
 $J = +74^{\circ}$
 $I_n = 0,61$
 $I_i = 0,42$
 $Q = 1,5$
 $\phi n = 85^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 140^{\circ}$ в.д.

$n = 13$
 $A = 16^{\circ}$
 $J = +69^{\circ}$
 $L = 13^{\circ}$
 $I_n = 3,4$
 $I_i = 0,94$
 $Q = 3,8$
 $\phi n = 80^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 96^{\circ}$ з.д.

$n = 13$
 $A = 182^{\circ}$
 $J = -63^{\circ}$
 $L = 13^{\circ}$
 $I_n = 1,7$
 $I_i = 0,63$
 $Q = 4,6$
 $\phi n = 81^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 335^{\circ}$ в.д.

$n = 36$
 $A = 174^{\circ}$
 $J = -66^{\circ}$
 $L = 4^{\circ}$
 $I_n = 3,0$
 $Q = 1,1$
 $\phi n = 82^{\circ}$ с.ш.
 $\lambda n = 350^{\circ}$ в.д.

Породы
сильно
перемаг-
ничены

$n = 14$
 $A = 354^{\circ}$
 $J = +68^{\circ}$
 $I_n = 1,3$
 $I_i = 0,82$

Таблица 2

Уч. 6	Уч. 7	Уч. 8	Уч. 9	п-магн. гори- зонт	средние по па- леомагн. гори- зонтам
$n = 89$ $A = 355^{\circ}$ $J = +72^{\circ}$ $L = 9^{\circ}$ $I_n = 9,2$ $I_i = 0,74$ $O = 18,6$ $\phi = 80^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 5^{\circ}$ з.д.	$n = 23$ $A = 339^{\circ}$ $J = +68^{\circ}$ $L = 10^{\circ}$ $I_n = 3,0$ $\phi = 76^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 50$ в.д.	$n = 33$ $A = 5^{\circ}$ $J = +69^{\circ}$ $L = 6^{\circ}$ $I_n = 7,5$ $\phi = 85^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 56^{\circ}$ з.д.	$n = 8$ $A = 46$ $J = +70^{\circ}$ $L = 17^{\circ}$ $I_n = 12,2$ $I_i = 0,96$ $Q = 20,5$ $\phi = 62^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 118^{\circ}$ з.д.	n_1	$n = 284$ $I_n = 7,0$ $I_i = 0,75$ $Q = 14,3$ $\phi = 85^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 15^{\circ}$ в.д. $n = 11^{\circ}$
	$n = 17$ $A = 200^{\circ}$ $J = -71^{\circ}$ $L = 10^{\circ}$ $I_n = 2,9$ $\phi = 79^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 110^{\circ}$ з.д.	$n = 30$ $A = 134^{\circ}$ $J = -82^{\circ}$ $L = 16^{\circ}$ $I_n = 1,9$ $\phi = 70^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 137^{\circ}$ в.д.		r_1	$n = 100$ $I_n = 5,3$ $I_i = 0,82$ $Q = 11,1$ $\phi = 86^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 105^{\circ}$ в.д. $L_n = 18^{\circ}$
$n = 21$ $A = 31^{\circ}$ $J = +49^{\circ}$ $L = 4^{\circ}$ $I_n = 2,82$ $I_i = 1,02$ $Q = 2,9$	$n = 48$ $A = 5^{\circ}$ $J = 69^{\circ}$ $L = 17^{\circ}$ $I_n = 3,5$ $\phi = 85^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 300^{\circ}$ з.д.	$n = 41$ $A = 12^{\circ}$ $J = +72^{\circ}$ $L = 8^{\circ}$ $I_n = 4,3$ $\phi = 83^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 120^{\circ}$ з.д.		n_2	$n = 149$ $I_n = 2,27$ $I_i = 0,88$ $Q = 1,9$ $\phi = 86^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 111^{\circ}$ в.д. $L_n = 8^{\circ}$
$A = 198^{\circ}$ $J = -72^{\circ}$ $L = 4^{\circ}$ $I_n = 7,5$ $I_i = 0,78$ $Q = 9,7$ $\phi = 80^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 125^{\circ}$ з.д.				r_2	$n = 83$ $I_n = 4,1$ $I_i = 0,84$ $Q = 6,2$ $\phi = 85^{\circ}$ с.ш. $\lambda = 76^{\circ}$ з.д. $L_n = 7^{\circ}$
					$n = 14$ $I_n = 1,3$ $I_i = 0,83$ $Q = 1,5$

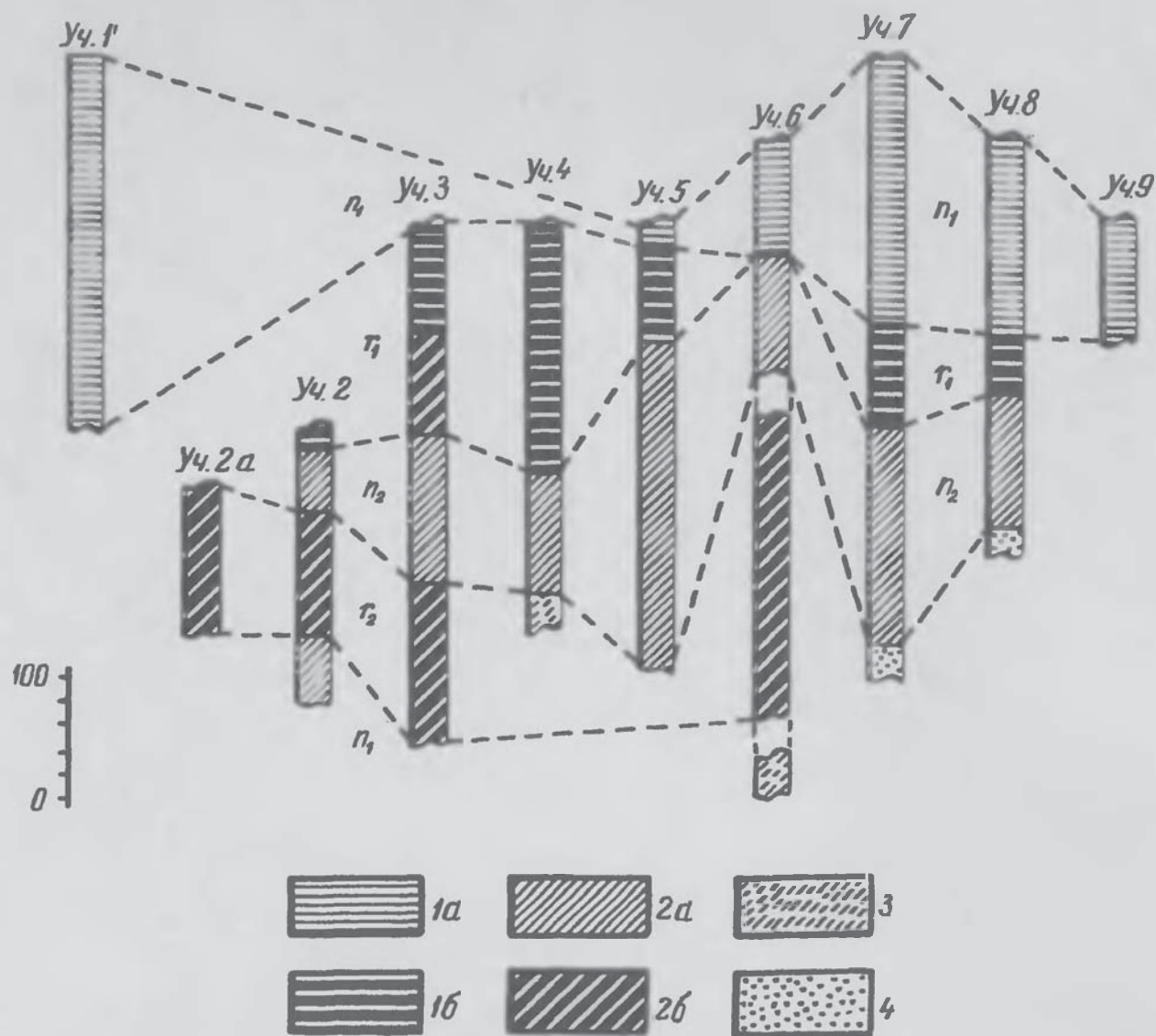


Рис. 11. Схема палеомагнитной корреляции разрезов Срединного хребта. 1а – четвертичные эффузивы с прямой намагниченностью; 1б – то же, с обратной; 2а – эффузивы алнейской серии с прямой намагниченностью; 2б – то же с обратной; 3 – более древние эффузивы, возраст которых не установлен; 4 – осадочные породы эрмановской свиты

ному горизонту n_1 относятся лавы вулкана Чингейнгейн, n_1 – лавы вулкана Уксичан и к n_2 – породы фундамента вулкана Уксичан. На участке 6, в верховье р.Анавгай, верхняя часть разреза представлена верхнечетвертичными вулканическими образованиями, которые относятся к палеомагнитной эпохе n_1 . Нижняя часть разреза представлена отложениями алнейской серии, которые относятся к палеомагнитной эпохе n_2 . Зона обратной намагниченности r_1 в данном разрезе отсутствует. На участках 7 и 8, в верховьях рек Тигиль, Калгауч, Седанка и Юкля, изучены очень сходные по своему строению разрезы. Верхние части разрезов сложены вулканическими образованиями голоценового, позднечетвертичного и среднечетвертичного возраста и уверенно относятся к палеомагнитной эпохе n_1 (в.Малый Чекчебонай, Шлен, Кэбенэй, Близнец, Калгауч и др.). Более древние вулканогенные образования, представленные отдельными платообразными останцами и сильно эродированными шитообразными вулканами (вулкан Большой Чекчебонай), обнаруживают обратную намагниченность лав и относятся к палеомагнитной эпохе r_1 . Ниже следуют образования алнейской серии, которые относятся к палеомагнитной эпохе. На участке 9 и 1 соответственно в Северном вулканическом районе и вулкане Авачинском, который дан для сравнения, намагниченность лав прямая и относится к палеомагнитной эпохе n_2 .

Приведенная на рис.11 вероятная корреляция изученных разрезов показывает,

На участке 7 вулканы Большой Чекчебонай и Малый Чекчебонай по геолого-геоморфологическим признакам были определены как одновозрастные. Изучение палеомагнитных свойств этих вулканов позволило провести их дополнительное расчленение: Большой Чекчебонай отнесен к палеомагнитной эпохе r_1 , а Малый Чекчебонай — к эпохе n_1 . Эти данные показывают, что последняя инверсия геомагнитного поля произошла на заключительном этапе формирования крупных щитообразных дифференцированных вулканов, относимых к первому этапу четвертичного цикла излияний.

К самой нижней части горизонта r_1 относятся наиболее молодые покровы алнейской серии. Наиболее четко обратная намагниченность пород верхних горизонтов алнейской серии наблюдалась нами на участке 3, в верховьях р. Копылье. Разрез на этом участке охватывает покровы лав верхней части разреза алнейской серии и лавы платоэффузивов. Контакт между этими образованиями находится на несколько десятков метров выше смены магнитной полярности пород с прямой (снизу вверх) на обратную. Следовательно, последняя палеомагнитная эпоха обратной полярности r_1 наступила на самых последних этапах формирования алнейской серии.

Остальные палеомагнитные горизонты n_2, r_2, n_3 на изученных участках представлены исключительно породами алнейской серии. Такое расчленение алнейской серии на чередующиеся горизонты с различной магнитной полярностью позволяет выделить в ней более четкие возрастные подразделения и облегчает изучение стратиграфии и возрастную корреляцию слагающих ее пород.

В правом столбце таблицы 2 приведены осредненные по палеомагнитным горизонтам магнитные свойства слагающих их пород. Эти сводные данные могут в какой-то мере служить в качестве опорного палеомагнитного разреза, пригодного для дальнейшей корреляции плиоцен-четвертичных вулканогенных образований Срединного хребта.

Итак, лавы средне-верхнечетвертичных и голоценовых вулканов, возраст которых может быть подтвержден взаимоотношением с ледниковыми комплексами, повсеместно характеризуются прямой остаточной намагниченностью (+) и относятся к верхнему палеомагнитному горизонту n_1 . Большая часть плато-эффузивов и наиболее древних вулканов четвертичного вулканического цикла имеет обратную намагниченность (–) и составляет палеомагнитный горизонт r_1 . Для разрезов алнейской серии характерно чередование зон с прямой и обратной намагниченностью, причем верхние части разрезов алнейской серии имеют прямую остаточную намагниченность (+).

Данные по определению абсолютного возраста палеомагнитных эпох американских исследователей (Сох, Hopkins, Dalrymple, 1966) показывают, что последняя палеомагнитная эпоха прямо намагниченных пород охватывает отрезок времени продолжительностью в 700 000 лет, первая эпоха обратно намагниченных пород (эпоха Матуяма) имеет нижнюю границу в 2,5 млн. лет. Расположенная ниже эпоха прямо намагниченных вулканогенных образований (эпоха Гауса) охватывает время от 2,5 до 3,3 млн. лет. И, наконец, последняя эпоха обратно намагниченных пород (эпоха Джилберт) датируется по данным названных выше исследователей интервалом от 3,3 до 4 млн. лет тому назад. Если выделенные нами палеомагнитные эпохи соответствуют данным американских исследователей, можно предположить, что верхняя часть разреза алнейской толщи, а также древнечетвертичные вулканы и их реликты формировались в эпоху Матуяма, т.е. в отрезок времени, охватывающий от 2,5 до 0,7 млн. лет тому назад, что в общем не противоречит и геологическим данным.

Споро-пыльцевой и диатомовый анализ для расчленения четвертичных эффузивов для района Срединного хребта применим в ограниченных масштабах. Это связано с исключительно редкой встречаемостью рыхлых четвертичных отложений среди толщи эффузивов, что обусловлено спецификой извержений, которые проявились в основном в виде эффузий, и сугубо континентальными условиями проявления четвертичного вулканизма. Во всех собранных образцах пыльца оказалась переотложенной.

Таким образом, на основании применения комплексной методики возрастного расчленения и корреляции четвертичных эффузивов четко выделяются два вулканогенных

Второй вулканогенный комплекс и соответствующий ему второй этап четвертичного вулканизма включает три возрастные группы построек: 1) позднечетвертичную (Q_3); 2) позднечетвертичную-современную (Q_3-Q_4); и 3) современную (голоценовую) - Q_4 .

Следует отметить, что не все вулканические образования четвертичного времени укладываются в приводимые возрастные интервалы. Мы отдаем себе отчет в том, что выделяемые возрастные группы отображают прежде всего последовательность образования и к геохронологической шкале привязываются не всегда достаточно обоснованно.

ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

А. Петрография

Все продукты четвертичного вулканизма Срединного хребта как по геологическим данным, так и по петрографо-химическим признакам могут быть разделены на два комплекса - ниже-среднечетвертичный, соответствующий первому этапу, и выше-четвертичный-голоценовый, соответствующий второму этапу. Различия в свойствах пород первого и второго этапов четвертичного вулканизма делают необходимым детальное их рассмотрение.

1. Лавы первого этапа (ниже-среднечетвертичные эффузивы).

Комплекс лав первого этапа (ниже-среднечетвертичные эффузивы) представлен довольно разнообразной серией пород от базальтов до риолитов, но по объему преобладают породы основного состава - базальты и андезито-базальты. Среди них, кроме того, встречаются щелочные разности - трахиандезиты и трахиты. Отдельные вулканические центры за редким исключением, не дают полного ряда дифференциации. Все вулканические породы первого этапа четвертичного вулканизма по их петрографическим признакам (минералогическому и химическому составам и структуре) могут быть разделены на следующие основные группы: 1) базальты и андезито-базальты; 2) двупироксеновые андезиты; 3) трахиандезиты и трахиты; 4) роговообманковые и биотитовые андезито-дациты; 5) дациты и риолиты.

Наиболее широко распространены базальты и андезито-базальты (около 80% всех пород), андезиты имеют подчиненное значение (около 15%), другие же разности почти не встречаются значительно реже (не более 5%).

Базальты и андезито-базальты, слагающие плато-эффузивы и начальные излияния доледниковых вулканов, характеризуются небольшим содержанием кремнекислоты (SiO_2 от 46% до 57%), постоянным присутствием среди фенокристаллов вместе с основным плагиоклазом значительного количества оливина, в меньшем количестве - моноклинового и ромбического пироксенов и, как правило, имеющих интерсертальную или долеритовую, реже криптокристаллическую структуру основной массы. Среди этого типа пород изредка встречаются афировые разности практически без вкрапленников, преобладают породы с относительно большим количеством вкрапленников и хорошо кристаллизованной основной массой. Порфировые разности представляют собой по своему виду темно-серые или светло-серые, реже черные, плотные, а иногда заметно пористые, отчетливо порфировые породы, вкрапленники в которых порой достигают нескольких миллиметров в поперечнике. Количество вкрапленников в лавах неодинаково. Преобладают породы с большим количеством вкрапленников до 20-30%. Среди вкрапленников развит, в основном плагиоклаз и пироксены - ромбический и моноклиновый. Количество оливина во вкрапленниках варьирует в больших пределах. Фенокристаллы

Второй вулканогенный комплекс и соответствующий ему второй этап четвертичного вулканизма включает три возрастные группы построек: 1) позднечетвертичную (Q_3); 2) позднечетвертичную-современную (Q_3-Q_4); и 3) современную (голоценовую) - Q_4 .

Следует отметить, что не все вулканические образования четвертичного времени укладываются в приводимые возрастные интервалы. Мы отдаем себе отчет в том, что выделяемые возрастные группы отображают прежде всего последовательность образования и к геохронологической шкале привязываются не всегда достаточно обоснованно.

ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

А. Петрография

Все продукты четвертичного вулканизма Срединного хребта как по геологическим данным, так и по петрографо-химическим признакам могут быть разделены на два комплекса - ниже-среднечетвертичный, соответствующий первому этапу, и выше-четвертичный-голоценовый, соответствующий второму этапу. Различия в свойствах пород первого и второго этапов четвертичного вулканизма делают необходимым детальное их рассмотрение.

1. Лавы первого этапа (ниже-среднечетвертичные эффузивы).

Комплекс лав первого этапа (ниже-среднечетвертичные эффузивы) представлен довольно разнообразной серией пород от базальтов до риолитов, но по объему преобладают породы основного состава - базальты и андезито-базальты. Среди них, кроме того, встречаются щелочные разности - трахиандезиты и трахиты. Отдельные вулканические центры за редким исключением, не дают полного ряда дифференциации. Все вулканические породы первого этапа четвертичного вулканизма по их петрографическим признакам (минералогическому и химическому составам и структуре) могут быть разделены на следующие основные группы: 1) базальты и андезито-базальты; 2) двупироксеновые андезиты; 3) трахиандезиты и трахиты; 4) роговообманковые и биотитовые андезито-дациты; 5) дациты и риолиты.

Наиболее широко распространены базальты и андезито-базальты (около 80% всех пород), андезиты имеют подчиненное значение (около 15%), другие же разности почти не встречаются значительно реже (не более 5%).

Базальты и андезито-базальты, слагающие плато-эффузивы и начальные излияния доледниковых вулканов, характеризуются небольшим содержанием кремнекислоты (SiO_2 от 46% до 57%), постоянным присутствием среди фенокристаллов вместе с основным плагиоклазом значительного количества оливина, в меньшем количестве - моноклинового и ромбического пироксенов и, как правило, имеющих интерсертальную или долеритовую, реже криптокристаллическую структуру основной массы. Среди этого типа пород изредка встречаются афировые разности практически без вкрапленников, преобладают породы с относительно большим количеством вкрапленников и хорошо кристаллизованной основной массой. Порфировые разности представляют собой по своему виду темно-серые или светло-серые, реже черные, плотные, а иногда заметно пористые, отчетливо порфировые породы, вкрапленники в которых порой достигают нескольких миллиметров в поперечнике. Количество вкрапленников в лавах неодинаково. Преобладают породы с большим количеством вкрапленников до 20-30%. Среди вкрапленников развит, в основном плагиоклаз и пироксены - ромбический и моноклиновый. Количество оливина во вкрапленниках варьирует в больших пределах. Фенокристаллы

Структура основной массы порфировых разностей интерсертальная, реже долеритовая. В ее строении принимают участие плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены и оливин. Афировые разности имеют подчиненное значение. Они образованы микролитами плагиоклаза, оливина и пироксена. Кроме того, в строении породы принимает участие некоторое количество стекла. Существенную роль играет магнетит. Микролиты плагиоклаза и пироксена небольших размеров и сильно удлинены. В среднем длина микролитов плагиоклаза составляет 0,07 мм при ширине 0,01 мм. Микролиты пироксена имеют длину 0,04 мм, ширину 0,007 мм. Мелкие зерна магнетита распределены по всей массе довольно равномерно. Структура основной массы интерсертальная.

Двупироксеновые андезиты распространены значительно меньше, чем вышеописанная группа пород. Они, как правило, слагают вершинные части вулканических построек и в редких случаях венчают разрезы плато-эффузивов. К этому типу отнесены вулканические породы умеренно кислые (SiO_2 от 57% до 62%), для которых характерны следующие петрографические особенности: постоянное присутствие среди фенокристаллов, а иногда даже среди микролитов основной массы, наряду с плагиоклазом, моноклинного и ромбического пироксенов; практическое отсутствие оливина; наличие нераскристаллизованного стекловатого остатка, обусловившего своеобразные типы структур. Макроскопически андезиты представляют собой серые, различных оттенков, как плотные, так и пористые породы, в которых невооруженным глазом видны порфировые выделения желтовато-белого плагиоклаза и черно-зеленых пироксенов, достигающих 2–4 мм в поперечнике. Под микроскопом рассматриваемые породы нередко обнаруживают серийнопорфировую структуру. Количество вкрапленников в них составляет 20–30% объема породы. Среди порфировых выделений встречаются плагиоклаз и пироксен – ромбический и моноклинный. Фенокристаллы оливина обычно отсутствуют. Но в ряде случаев в породе встречаются псевдоморфозы, сохраняющие форму зерен оливина и выполненные очень мелкими микролитами, среди которых преобладает цветной минерал, отличающийся от остальной основной массы породы. Рудный минерал, обычно распределенный в породе равномерно, на таких участках встречается в виде скоплений и имеет более крупные размеры. Очевидно, фенокристаллы оливина, выделяющиеся на глубине, затем полностью были переработаны магмой.

Наиболее распространенным как во вкрапленниках, так и в основной массе, является плагиоклаз. Отдельные его вкрапленники достигают размеров до 2 мм и более, но преобладают размеры до 1 мм. Форма их – несколько удлиненные таблички, состав колеблется от 58 до 46% анортитовой составляющей, изредка до № 65 и 70.

Основная масса андезитов, как правило, состоит из вулканического стекла, в которую погружены микролиты плагиоклаза и пироксенов и мелкие зерна рудного минерала. Количественные соотношения минеральных компонентов изменчивы, вследствие чего наблюдаются следующие структуры: интерсертальная, гиалопилитовая, микролитовая, витрокристаллическая.

Количественно минералогический состав андезитов следующий: плагиоклаз – 15–25%, пироксены – 5–15%, рудный минерал – 1–2%, основная масса – 60–70%.

Трахиандезиты и трахиты являются относительно редкими породами среди четвертичных эффузивов: они встречены лишь среди лав вулканов Лаучан и Уксичан. По внешнему облику они совершенно аналогичны андезитам и некоторым разностям андезито-базальтов. По петрографическим особенностям трахиандезиты и трахиты очень трудно отличимы от андезитов, так как порфировые выделения щелочных минералов отсутствуют, а основная масса имеет тонкозернистое строение и содержание щелочного полевого шпата устанавливается с большим трудом. Кроме того, трахиандезиты дают постепенные переходы через промежуточные разности к андезитам и андезито-базальтам. От последних они отличаются суммарной щелочностью, которая достигает 7–9%, меньшим количеством вкрапленников, а также отсутствием оливина. Объем вкрапленников составляет около 5–8%.

Значительным распространением среди вкрапленников пользуется ромбический пироксен. Моноклинный пироксен представлен в основном в виде мелких зерен, достигающих 0,01–0,02 мм. Ромбический пироксен встречается в виде зерен, достигающих 0,01–0,02 мм. Ромбический пироксен встречается в виде зерен, достигающих 0,01–0,02 мм.

2% объема породы. Он встречается в виде плохо образованных кристаллов и агрегатов зерен. Форма кристаллов обычно удлинённая. Минерал бесцветен, в редких случаях обнаруживается плохо выраженная спайность по 001. Анальцит изотропен, имеет показатель преломления меньше канадского бальзама.

Отличительным минералом, определяющим щелочной состав породы, является калиевый полевой шпат, присутствующий в основной массе. Он встречается или в самостоятельных мелких зернах неправильной формы, или в редких случаях образует каемки на фенокристаллах плагиоклаза. Поскольку основная масса имеет в большинстве случаев криптокристаллическое строение, установить наличие калиевого полевого шпата не всегда удается.

Биотитовые и роговообманковые андезиты-дациты. В рассматриваемый тип включены лейкократовые породы, характеризующиеся высоким содержанием кремнекислоты (SiO_2 от 62 до 65%) и присутствием фенокристаллов плагиоклаза кислого состава, а также таких редких для нашего района минералов, как роговая обманка или биотит. Эти породы встречаются в незначительном количестве в верхних частях разрезов некоторых вулканов и чаще всего ими сложены венчающие вулканы экструзивные купола.

Микроскопически они представляют собой светло-серые, иногда светло-розовые породы порфирового сложения. В биотитовых андезито-дацитах биотит является единственным цветным минералом вкрапленников и общее количество его составляет не более 8–10% от объема породы. Биотит представлен бурой разностью. Форма кристаллов – тонкие вытянутые пластинки с сильно корродированными краями. В основной массе, близ вкрапленников биотита, наблюдается резкое обогащение микролитами того же состава. Биотит в значительной степени подвержен опацификации. В такой же степени, как и биотит, во вкрапленниках распространен плагиоклаз. Отдельные его кристаллы достигают 10 мм в длину, но преобладают более мелкие – до 0,5 мм. Интересной особенностью этих лав в сравнении с другими описываемыми разностями является наличие зональных вкрапленников, встречающихся довольно часто. Зональность всегда прямая. Различия между ядром и центром иногда значительны, от лабрадорбитовнита до андезина. Наиболее часто плагиоклаз имеет состав № 38–49, но встречаются как более кислые разности с № 32, так и более основные с № 57. Основная масса породы – криптокристаллическая, в редких случаях на ее фоне выделяются отдельные, более крупные микролиты плагиоклаза.

В роговообманковых андезито-дацитах вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой и составляют около 10% объема породы. Плагиоклаз, как правило, идиоморфен, по составу отвечает андезину № 45–49. Роговая обманка очень сильно опацифицирована. Неизмененные участки интенсивно окрашены. В связи с плеохроизмом окраска меняется от темно-бурой по Ng до зеленовато-желтой по Nr. Основная масса, как правило, криптокристаллическая.

Дациты и риолиты по внешнему облику очень близки к андезито-дацитам. Выделение их в самостоятельный тип обусловлено тем, что они содержат большое количество кремнекислоты (более 65%) и в них всегда присутствует в виде фенокристаллов кварц, а роговая обманка и биотит часто ассоциируются вместе. Дацитами и риолитами сложены экструзии в кальдере вулканов Малый Чекчебонай и Большой Чекчебонай. Общее количество вкрапленников варьирует от 7% до 20%. Вкрапленники представлены главным образом плагиоклазом, а также роговой обманкой и кварцем.

Вкрапленники плагиоклаза достигают нескольких миллиметров в длину. Кристаллы слегка корродированы. Для крупных вкрапленников характерны многочисленные мелкие включения стекла и роговой обманки. Некоторые плагиоклазы зональны, переходы между зонами постепенные, зональность прямая. Состав плагиоклаза – андезин № 33–35.

Роговая обманка образует кристаллы размерами 0,3–1 мм. Форма кристаллографическая. Некоторые кристаллы имеют опацитовую кайму. Минерал слабо окрашен и плеохорирует от светло-зеленого цвета по Nr до светло-коричневого по Ng. Кварц всегда корродирован. Размеры до 0,5 мм.

2. Лавы второго этапа (верхнечетвертичные и современные эффузивы)

Комплекс лав второго этапа, или верхнечетвертичные и голоценовые эффузивы, представлен почти исключительно базальтами. Базальты слагают как крупные щитовые вулканы, так и одновозрастные с ними небольшие шлаковые и лавовые конусы ареального типа и образует постепенные переходы с андезито-базальтами. Содержание кремнекислоты колеблется от 46 до 56%. Большая часть пород, около 70%, имеет содержание кремнекислоты 48–54%. Андезито-базальты распространены незначительно. Лавы всего комплекса чрезвычайно свежего облика и имеют сходный петрографический состав во всех вулканических районах Срединного хребта. Микроскопически породы, как правило, темно-серого, иногда черного цвета, плотные, или мелкопористые, реже крупнопористые до шлаковидных разностей. Все разности пород характеризуются порфировой структурой. Количество вкрапленников меняется от 6 до 37%. Основная масса породы обладает значительной степенью раскристаллизации. Различия наблюдаются только в составе и количестве вкрапленников, на основании чего выделяются следующие разности базальтов и андезито-базальтов: 1) только с оливином; 2) с оливином и плагиоклазом; 3) с оливином, плагиоклазом и пироксеном; 4) с плагиоклазом и пироксеном; 5) с оливином и пироксеном. Первая и последняя разности базальтов относительно редки.

В распределении выделяемых разностей пород по возрасту наблюдается следующая тенденция. Более ранние излияния представлены андезито-базальтами и преобладают разности с оливином, плагиоклазом и пироксеном или с плагиоклазом и пироксеном. На заключительной стадии преобладали излияния базальтов с оливином и плагиоклазом.

В породах, содержащих во вкрапленниках только оливин, количество порфировых выделений составляет 5–6%. Оливин здесь представлен магнезиальной разностью. Размеры его варьируют от 0,3 до 1 мм. Обычно оливин имеет правильные кристаллографические очертания. Грани довольно ровные, иногда несколько корродированы основной массой. Угол оптических осей $2V$ меняется от 84° до $+88^\circ$. Плагиоклаз встречается лишь в основной массе породы. Микролиты удлиненно-таблитчатой формы, не зональны, обычно сдвойникованы по карлсбадскому, альбит-карлсбадскому и альбитовому законам. Наиболее распространенный состав плагиоклаза отвечает лабрадору № 55–58, изредка отклоняясь до № 60–65, но встречаются и более кислые разности – № 46–49. В основной массе, кроме плагиоклаза, присутствует пироксен – главным образом моноклинный, и в небольшом количестве ромбический. Очень часто, но не всегда, в основной массе содержится оливин. Резкой границы между вкрапленниками и микролитами оливина провести нельзя, так как размеры вкрапленников варьируют в очень широких пределах. Из аксессуарных минералов в лавах присутствует апатит в виде тонких мелких иголочек, а также магнетит, который образует небольшие самостоятельные зерна или распределен тонкой пылью по всей массе породы. Структура основной массы на отдельных участках долеритовая с некоторыми следами ориентировки плагиоклаза. Ориентировка довольно часто бывает ярко выраженной, а в некоторых случаях наблюдается пилотакситовая структура.

Количество вкрапленников в базальтах, содержащих оливин и плагиоклаз, составляет 10–20% объема породы. Оливин совершенно тот же, что и в ранее описанной разности базальтов. Вкрапленники плагиоклаза удлиненно таблитчатой формы, длина их 0,5–1 мм. Состав близок к плагиоклазу микролитов, иногда несколько более основной. Преобладают вкрапленники лабрадора № 55–58, встречаются № 60–65. Хорошо выражено бронирующее действие плагиоклаза, препятствующее коррозии оливина. Например, там, где оливин соприкасается с одним зерном плагиоклаза, граница между минералами неровная, но четкая, без заливов. Со стороны основной массы тот же кристалл оливина корродирован. Среди аксессуарных минералов встречаются рудный и апатит. Структура основной массы долеритовая, интерсертальная и пилотакситовая. Обычно вкрапленники по размерам хорошо выделяются среди микролитов, изредка встречаются сдвойникованные структуры.

венно моноклинной разностью и по составу отвечает авгиту. Размеры вкрапленников достигают 0,3–0,6 мм. Очень часто встречаются двойники. Мине ал слабо окрашен светло-зеленый цвет. Угол погасания с $Ng = 45^\circ$. Угол оптических осей $2V = +58$. Ромбический пироксен распространен значительно меньше. Форма кристаллов длинная призматическая. В связи с плеохроизмом окраска заметно меняется от светло-зеленой по Ng до светло-желтой по Np . Угол оптических осей $2V = -72$. По составу отвечает гиперстену. Строение и состав основной массы ничем не отличается от предыдущих разностей.

Среди базальтов с таким составом вкрапленников особо следует выделить породы, в которых оливин вступает в реакцию с пироксеном. Оливин в таких разностях тот же, что и в ранее описанных базальтах. Форма зерен также правильная, но сами кристаллы несколько более корродированы. Часто вокруг вкрапленников оливина наблюдается кайма из очень мелких кристаллов моноклинного пироксена, оптически редко ориентированных. В единичных случаях были встречены вкрапленники оливина, замещенные ромбическим пироксеном. Замещение происходило одним кристаллом, который располагался или в виде тонкой каймы вокруг оливина, или, когда процесс замещения зашел далеко, образовались псевдоморфозы с небольшими реликтами оливина в центральной части зерна пироксена. Причем замещению подвергались не все кристаллы, присутствующие в породе, а лишь единичные.

Оливин, находящийся в центре, был идиоморфен, пироксеновая кайма повторяла его очертания и имела ровные и четкие грани. Вокруг оливина в пироксене располагался ореол из мелких зерен рудного минерала, который также повторял очертания кристалла оливина. Пироксеновая кайма наблюдалась обычно у довольно крупных вкрапленников оливина, мелкие же зерна часто замещались полностью с образованием псевдоморфоз. Псевдоморфоза пироксена в таких случаях были пронизаны включениями червеобразных вростков магнетита. Идиоморфизм оливина, окруженного пироксеном с магнетитовой каймой, а также связь степени замещения и размеров кристаллов свидетельствуют о том, что этот процесс каким-то образом связан с опацизацией. На наш взгляд, при опацизации оливина выделилась железистая составляющая, преобразованная впоследствии в магнетит, а из оставшейся магнезиальной части был сформирован затем ромбический пироксен путем собирательной перекристаллизации. Базальты, в которых такие реакционные взаимоотношения проявились, редки.

Вкрапленники в базальтах, содержащих оливин и пироксен, составляют 10–15%. Пироксен представлен авгитом идиоморфных очертаний. Состав как пироксена, так и оливина тот же, что и в других разностях базальтов. Это же можно сказать и о структуре основной массы.

Как следует из петрографического описания, все разности базальтов очень близки, и наблюдающиеся различия в минеральном составе скорее следует отнести за счет фиксирования различных моментов кристаллизации одной и той же магмы на глубине. Во всех базальтах присутствует оливин примерно одинакового состава и в одних и тех же количествах – около 5–6%. Разности, содержащие во вкрапленниках исключительно оливин, образуют постепенные переходы через все промежуточные типы пород, содержащим во вкрапленниках оливин и плагиоклаз. К фенокристаллам оливина прибавляются вкрапленники плагиоклаза, количество которых постепенно увеличивается. Увеличение общего объема вкрапленников от 6% до 15–20% происходит за счет плагиоклаза. При более длительном процессе минералообразования на глубине магма начинает выделять, кроме того, фенокристаллы пироксена. В базальтах, содержащих во вкрапленниках оливин, плагиоклаз и пироксен, намечается следующий порядок кристаллизации. В первую очередь выделяется оливин, затем плагиоклаз. Образование последнего началось до полного завершения кристаллизации оливина. Пироксен совершенно отчетливо ксеноморфен по отношению к оливину и во многих случаях к плагиоклазу, с которым он, кроме того, имеет неровные границы, свидетельствующие об одновременном выделении. Таким образом, порядок кристаллизации лав, в которых представлены вкрапленники всех трех минералов, дает основание утверждать, что существует связь минерального состава с длительностью кристаллизации магмы.

3. Главные породообразующие минералы

Плагииоклаз является основным породообразующим компонентом всех типов четвертичных лав и постоянно присутствует как среди вкрапленников, так и среди микролитов. В количественном отношении он резко преобладает над другими минералами, составляя в общем случае до 30–35% объема породы. Плагииоклаз вкрапленников, как правило, образует обычные для него длинно-таблитчатые кристаллы до 1–2 мм и в более редких случаях до 3–4 мм. Кроме того, в случае серийнопорфировой структуры наблюдаются по размерам постоянные переходы между вкрапленниками и микролитами. Среди микролитов основной массы чрезвычайно часты игольчатые формы.

Изучение плагииоклазов проводилось на столике Е.С.Федорова зональным методом. Измерениям подвергались кристаллы различных размеров – крупные, средние и мелкие, а по возможности также микролиты основной массы. На основе измерений построены графики зависимости частоты встречаемости и состава плагииоклазов для основных выделенных комплексов (рис. 12). При рассмотрении всех графиков в целом обращает на себя внимание тот факт, что кривые состава вкрапленников и микролитов, как правило, совпадают. Для алнейского комплекса лав вкрапленники плагииоклаза образуют плавную кривую с максимумом, отвечающим составу 53–60% $Ап$. Микролиты имеют два максимума: первый максимум отвечает составу 47–48% $Ап$, второй – 55–57% $Ап$. Для лав нижнечетвертичных эффузивов кривая состава плагииоклазов имеет пологонаклонную линию с максимумом, отвечающим составу 58–60% $Ап$. Кривая состава микролитов в общем несколько смещена в сторону понижения состава плагииоклаза и имеет два максимума: первый – 45–46% $Ап$, второй – 55–57% $Ап$, т.е. микролиты имеют более кислый состав. Кривые состава вкрапленников и микролитов плагииоклазов лав нижне-среднечетвертичных вулканов очень близки, наблюдается небольшая тенденция более кислого состава вкрапленников в основных плагииоклазах. Максимум кривых состава вкрапленников и микролитов соответствует 49–60% $Ап$. И кривые состава вкрапленников, и микролитов лав верхнечетвертичных и современных образований также сходны, но максимум вкрапленников соответствует 58–60% $Ап$, микролитов 55–57% $Ап$, т.е. микролиты имеют более кислый состав на 3–5% $Ап$.

Таким образом, состав плагииоклазов варьирует незначительно в лавах различных комплексов. Плагииоклазы алнейского комплекса и нижне-среднечетвертичных вулканов имеют очень сходный состав и являются более кислыми по сравнению с плагииоклазами нижнечетвертичных эффузивов и лав верхнечетвертичных и современных вулканических образований.

Пироксены. После плагииоклаза пироксены являются наиболее важными минеральными компонентами четвертичных лав рассматриваемого района. Представлены они моноклинной и ромбической разновидностями, которые в преобладающем большинстве случаев присутствуют одновременно среди вкрапленников и микролитов.

Фенокристаллы моноклинного пироксена обычно имеют идиоморфные очертания, размеры которых колеблются в широких пределах – от 0,3 до 1 мм, в редких случаях размеры его достигают 1 см. Минерал очень слабо окрашен в светло-зеленый цвет. Плеохроизма не обнаруживает. Микролиты основной массы обладают неправильной или короткопризматической формой. Хорошо развиты грани по 100 и 010, несколько хуже грани по 110. Часто обнаруживается спайность. Угол погасания с $Ng = 45^\circ$. Очень часто образует двойники. В большинстве случаев минерал не зонален.

Измерения углов оптических осей $2V$ производились на столике Федорова и на основании их были построены графики зависимости частоты встречаемости от угла оптических осей $2V$. Для лав первого этапа моноклинные пироксены дают два четких максимума (рис. 13). Первый максимум с углом оптических осей $2V = +52-53^\circ$ отвечает следующему составу: 20% Fs , 46% En , 34% Wo , второй с углом $2V = +58-59^\circ$ имеет состав: 14% Fs , 42% En и 44% Wo . Вкрапленники второй генерации более распространены и составляют 33% всех имеющихся моноклинных пироксенов. Для лав второго этапа моноклинные пироксены дают также два четких максимума (рис. 13).

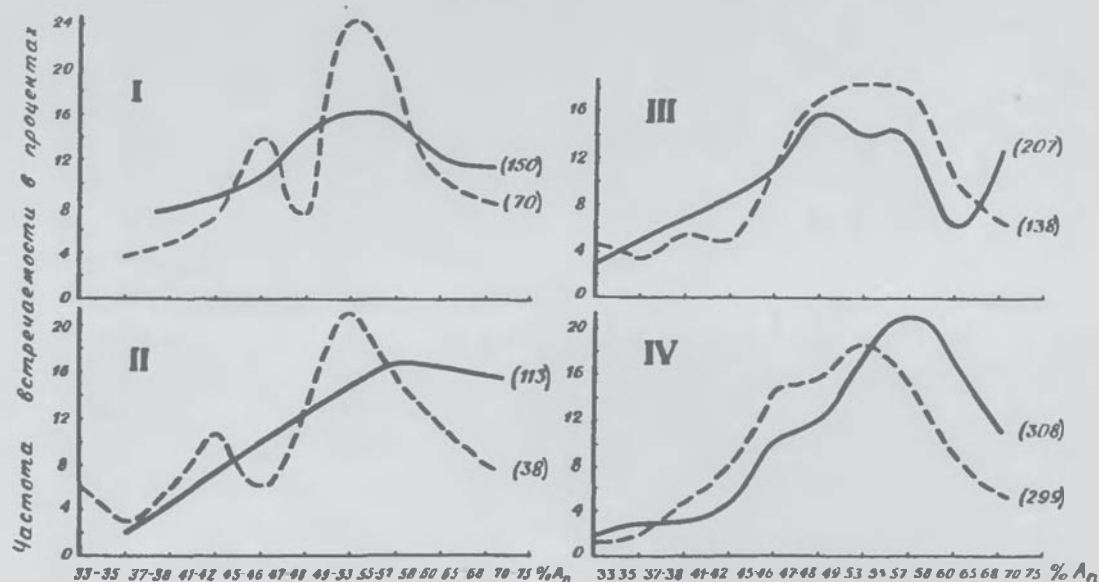


Рис. 12. Частота встречаемости плагиоклазов.

I – для алнейской серии; II – для нижнечетвертичных эффузивов; III – для нижне-среднечетвертичных вулканов; IV – для позднечетвертичных и современных вулканов (сплошная линия – вкрапленники, пунктирная – микролиты), цифрами указано количество замеров

Сравнивая моноклинные пироксены в лавах первого и второго этапов, можно отметить, что состав их очень близок. Для второй генерации составы аналогичные, для первой несколько различаются. Моноклинные пироксены лав первого этапа менее кальциевые за счет большего содержания $F's$ и En , но эти различия очень невелики. Согласно диаграмме М.М.Веселовской, моноклинные пироксены достаточно однообразны и представлены авгитом.

Ромбический пироксен встречается как среди фенокристаллов, так и в виде микролитов основной массы. Фенокристаллы его обычно идиоморфны, длиннопризматической формы. Хорошо выражена спайность по 210. Минерал слабо окрашен и плеохроитует от светло-зеленого цвета по Ng до светло-желтого по Nr . Определение угла оптических осей $2V$ производилось на столике Федорова, и был построен график частоты встречаемости углов оптических осей $2V$'s. Как видно из приведенного графика (рис. 14), угол оптических осей для лав первой стадии меняется в довольно широких пределах. Наиболее развиты пироксены трех составов: 19% $F's$, 23% $I's$ и 30%. Все значения лежат в пределах бронзита. Интересно, что степень распространения увеличивается с увеличением содержания в бронзите железа.

Состав вкрапленников ромбического пироксена в базальтах различных вулканических центров второго этапа вулканизма неодинаков. Наиболее распространены пироксены трех химических составов, различающихся углом $2V$ (рис. 14) и образующих три максимума на диаграмме. Все три максимума отвечают бронзиту с содержанием ферросилитовой молекулы 19% ($2V = 76^\circ$), 26% ($2V = 68-69^\circ$) и 30% ($2V = 62-63^\circ$). В последнем случае состав лежит на границе бронзита и гиперстена. Существуют также бронзиты промежуточных составов, но они имеют меньшее распространение.

Таким образом, состав ромбического пироксена для лав как первого, так и второго этапа меняется в одних и тех же пределах. Первый и третий максимумы имеют одинаковый состав. Средний максимум несколько сдвинут в сторону меньшей железистости и более пологий.

Оливин в четвертичных лавах так же широко распространен, как и пироксены. Особенно существенно его количество в базальтовых и андезито-базальтовых разностях пород. Оливин хорошо обнаруживается макроскопически по оливково-зеленому цвету и хорошей огранке кристаллов. Как правило, количество оливина несколько меньше, чем пироксенов, хотя в некоторых разностях явно превышает его. Обыч-

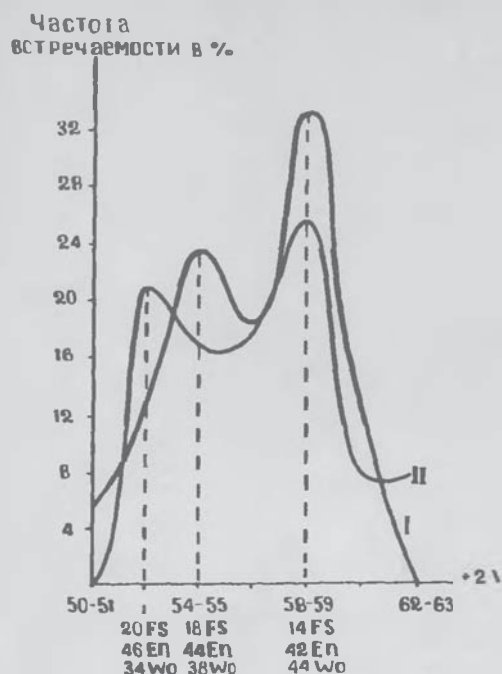


Рис.13. График частоты встречаемости угла оптических осей $2V$ для моноклинных пироксенов лав первого этапа (I) и второго этапа (II).

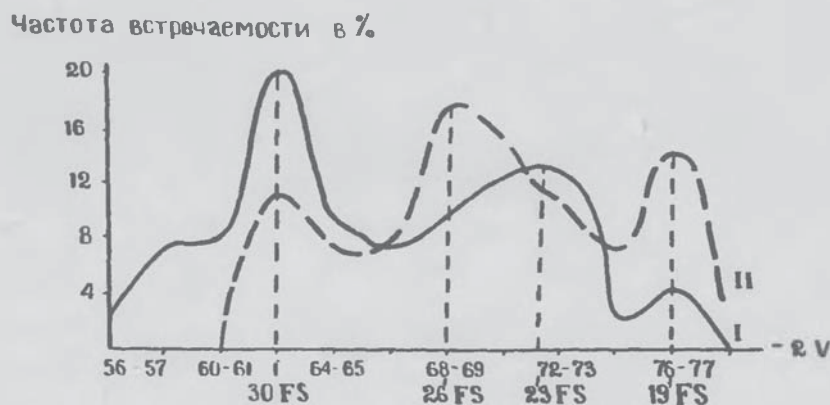


Рис.14. Графики частоты встречаемости угла оптических осей $2V$ для ромбических пироксенов лав первого этапа (I) и для лав второго этапа (II)

крупные кристаллы, до 1,5–2 мм. Обычно оливин имеет правильные кристаллографические очертания, но встречаются также неровные грани с заливообразными границами. Такое ограничение и появление скелетных форм кристаллов обычно связывалось с явлениями резорбции. Однако последние работы зарубежных исследователей (Тернер, Ферхуген, 1963) показали, что подобные формы возникают в результате быстрой кристаллизации. Мы присоединяемся к их мнению, так как во многих случаях неровные грани оливина нами наблюдались в тех разностях, где не было никаких следов реакционного замещения и даже отсутствовали минералы, которые могли бы реакционно замещать оливин (такие, как пироксен или роговая обманка).

Как уже указывалось, оливин, как правило, имеет четкие грани, иногда несколько неровные, что связано с быстрым охлаждением. Вероятно, за счет быстрого охлаждения следует относить и присутствие оливина в основной массе в некоторых породах. Такие микролиты следует рассматривать как зародыши вкрапленников, не успевших раскристаллизоваться вследствие быстрого охлаждения, грани их всегда неровные. Однако, наряду с такими случаями, очень редко встречаются примеры реакционного замещения оливина несколькими зернами пироксена или одним кристаллом с образованием псевдоморфоз. Подобные реакционные каемки пижонита вокруг оливина были описаны ранее Куно (Куно, 1950).

Определение состава вкрапленников оливина нами проводилось по углам оптических осей на столике Федорова. На основании этого были построены графики частоты встречаемости оливина с различными углами оптических осей. Для лав первого этапа состав оливина меняется в довольно широком интервале (рис. 15). Обнаруживаются три максимума, отвечающие наиболее характерным составам с содержанием фаялитовой молекулы: 6–8% (первый максимум), 18–20% (второй максимум) и 31–33% (третий максимум). Последняя, наиболее железистая, разность развита максимально (17% всех оливинов).

Для лав второго этапа состав оливина показан на рис. 15, где наблюдаются две его генерации. Обе генерации можно встретить в одной и той же породе. Оливин первой генерации является наиболее глубинным и выделяется в первую очередь при высокой температуре. Фенокристаллы его магнезиальны и содержат 10–12% фаялитовой составляющей. По сравнению с оливином второй генерации он имеет более круп-

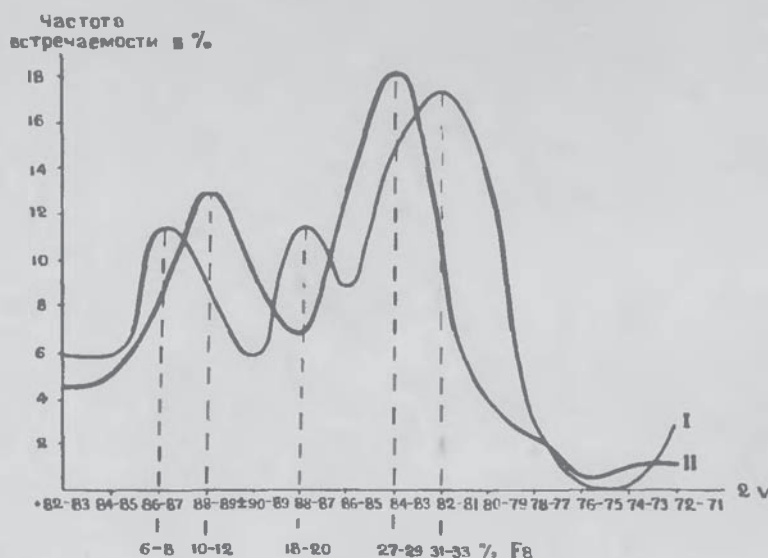


Рис.15. Графики частоты встречаемости угла оптических осей $2V$ для оливина лав первого этапа (I) и второго этапа (II)

При сравнении кривых составов оливина для лав первого и второго этапов обнаруживается больший интервал колебания состава оливина. Кроме того, в лавах первого этапа имеются не две, а три генерации фенокристаллов оливина. Первая — более магнезиальна, чем первая генерация оливина в лавах второго этапа, а последняя — более железистая (31–33% Fe). Вторая генерация имеет промежуточное значение, не совпадающее ни с первым, ни со вторым максимумом. Таким образом, для лав первого этапа были несколько иные условия кристаллизации оливина и, вероятно, иной состав исходной магмы.

Роговая обманка — довольно редкий и не характерный для четвертичных лав Срединного хребта минерал. В заметном количестве она присутствует только в лавах первого этапа, в андезито-дацитах и дацитах некоторых нижне-среднечетвертичных вулканов. Форма кристаллов обычно идиоморфная. Хорошо выражена спайность по 110 под углом 56° . Минерал окрашен в зеленый или коричневато-зеленый цвет. Наблюдается плеохроизм от зеленого цвета по Ng до зеленовато-коричневого или коричневого по Np. Размеры углов оптических осей $2V$ колеблются от -64 до -76 .

Биотит, так же, как и роговая обманка, встречается крайне редко и характерен для тех же пород, что и роговая обманка, и иногда встречается вместе с ней. Он отмечается преимущественно в виде вкрапленников, размеры его выделений непостоянные и колеблются от 0,3–0,4 до 1–2 мм. Цвет минерала красновато-коричневый, бурый. Форма кристаллов — тонкие вытянутые пластинки с сильно коррозированными краями. В основной массе вблизи вкрапленников биотита наблюдается резкое обогащение микролитами последнего. Кроме того, к нему обычно приурочено повышенное содержание рудного минерала. Биотит в значительной степени подвержен опацизации.

Анальцим — очень редкий минерал и встречен только в лавах некоторых вулканов (Уксичан и Лаучан). Он наблюдается в виде плохо образованных кристаллов и агрегатов зерен, количество которого достигает 2% объема породы. Минерал бесцветен, в редких случаях обнаруживается плохо выраженная спайность по 001. Анальцим изотропен, имеет показатель преломления меньше канадского бальзама.

Кварц обнаружен в редких образцах некоторых экструзивных куполов и лавах нижне-среднечетвертичных вулканов. Зерна кварца очень сильно коррозированы, оплавлены, неправильной формы. Размеры его невелики и редко достигают 0,5 мм.

Акцессорные минералы. Петрографическое изучение пород показало, что четвертичные эффузивы чрезвычайно бедны акцессорными минералами. Акцессорные минералы изучались обычным методом. Среди акцессориев были встречены только магнетит и апатит.

Магнетит встречается большей частью в виде мелких зерен неправильной формы или в виде тонкой рудной пыли, рассеянной в породе. В некоторых случаях он бывает приурочен к известным минералам, встречается вместе с мелкими зернами пи-

Приведенные выше описания пород позволяют сделать следующие выводы:

1. Первый вулканогенный комплекс, соответствующий нижнесреднечетвертичным эффузивам, образует непрерывный ряд пород от базальтов до риолитов. Несмотря на широкую вариацию в составе пород первого этапа, основная их масса представлена базальтами, андезито-базальтами и андезитами. Кислые породы имеют подчиненное значение.

2. Образование непрерывного ряда пород от базальтов до дацитов необходимо связывать с кристаллизационной дифференциацией родоначальной базальтовой магмы. Этот вывод косвенно подтверждается тем, что начальные излияния отдельных центров начинаются с базальтов. Имеющийся петрографический материал позволяет говорить о том, что порядок кристаллизации минералов отвечает порядку, который предусматривает реакционный принцип Боуэна (1934).

3. Второй вулканогенный комплекс, соответствующий верхнечетвертичным и голоценовым эффузивам, представлен исключительно основными разностями пород – базальтами и андезито-базальтами. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз, оливин и пироксены. В вулканических образованиях более древнего возраста (верхнечетвертичные) из цветных компонентов наиболее широкое распространение принадлежит пироксену, в современных – оливину. В петрографическом отношении наблюдаются некоторые различия, проявившиеся в минеральном составе вкрапленников, что связано, по нашему мнению, с фиксированием различных моментов кристаллизации магмы одного и того же состава на глубине и зависит от различной скорости ее продвижения к поверхности.

Б. Петрохимия

Петрохимические особенности четвертичных эффузивов Срединного хребта Камчатки до настоящего времени были изучены относительно слабо по сравнению с эффузивами Восточной вулканической зоны и Центрально-Камчатской депрессии. Все прежние химические анализы относятся, главным образом, к южным районам хребта (вулканы Хангар и Ичинский) и ни в коей мере не отображают реальную картину распределения химических составов пород ни по площади, ни по объему. Однако основные петрохимические закономерности были отмечены уже ранее предыдущими исследователями. Наиболее существенными работами, касающимися петрохимических особенностей лав Срединного хребта, являются статьи Э.Н.Эрлиха (1960а), выделившего два цикла вулканизма в Срединном хребте, С.И.Набоко (1963), отмечавшей увеличение щелочности в направлении с востока на запад за счет увеличения содержания калия, В.К.Ротмана (1963), исследовавшего нижнечетвертичные эффузивы, и Т.Ю.Марениной (1963) об Ичинском вулкане. Последней работой, касающейся петрохимии Срединного хребта, является сборник "Петрохимия Курило-Камчатской кайнозойской вулканической провинции" под редакцией Э.Н.Эрлиха (1966б).

Для петрохимической характеристики четвертичных лав исследуемого района нами используется 161 полный силикатный анализ. Около 100 анализов сделано из отобранных авторами образцов в лаборатории Института вулканологии СО АН СССР, в химической лаборатории КГУ, а также в лаборатории СахНИИ. Остальные заимствованы из литературных источников. Кроме того, для сравнения используется 43 химических анализа пород алнейской серии Срединного хребта, взятых в основном из литературных источников и отчасти отобранных нами (табл.3). Все имеющиеся полные силикатные анализы сведены в таблицы, которые приводятся ниже. Вулканические породы в первом этапе четвертичного цикла разбиты на две группы. К первой группе отнесены нижнечетвертичные покровы, т.е. реликты щитообразных вулканов (34 анализа, табл. 4), ко второй – ниже-среднечетвертичные вулканы (37 анализов, табл. 5). Вулканические породы второго этапа также разбиты на две группы – верхнечетвертичные и современные вулканы (43 анализа, табл. 6) и продукты ареального вулканизма (21 анализ, табл. 7). В отдельную группу выделен вулкан Ичинский как

Химические составы лав алнейской серии

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,24	48,91	49,28	49,30	50,76	50,90	51,36	51,58
TiO ₂	0,70	0,61	1,02	0,82	0,60	0,70	0,96	0,70
Al ₂ O ₃	17,13	21,29	18,55	18,38	20,29	16,51	16,63	17,44
Fe ₂ O ₃	7,70	3,91	4,14	5,67	4,05	7,45	3,74	7,47
FeO	1,56	4,74	6,51	4,18	5,54	1,93	6,07	1,55
MnO	0,26	0,18	0,17	0,31	0,11	0,30	0,18	0,33
MgO	7,93	4,91	5,16	5,41	5,12	6,80	7,49	6,40
CaO	10,0	12,26	9,32	9,67	8,57	9,58	8,82	9,23
Na ₂ O	3,17	1,66	2,87	2,95	2,47	3,58	2,51	2,82
K ₂ O	0,57	0,30	1,04	1,60	2,21	1,09	1,06	1,19
P ₂ O ₅	0,16	0,14	—	0,18	0,02	0,03	0,42	0,16
H ₂ O—	1,97	0,74	0,94	0,76	0,71	1,82	0,61	0,85
H ₂ O ⁺	1,10	—	0,72	0,21	0,86	1,26	—	0,25
Всего	100,49	99,65	99,76	99,44	101,31	101,95	99,85	99,97

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	8,00	4,40	8,30	9,2	9,5	9,10	7,1	8,2
c	7,8	13,5	8,9	8,3	6,3	9,8	7,7	7,9
b	27,1	20,7	22,7	23,1	25,5	19,70	25,2	23,2
s	57,1	61,4	60,1	59,4	58,7	61,4	60,0	60,7
f'	31,7	42,3	46,1	41,2	33,4	47,2	36,7	36,3
m'	51,0	43,6	49,6	41,5	45,4	46,5	51,0	48,1
c'	17,3	14,1	13,3	17,3	21,2	6,30	12,3	15,6
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	90,50	89,90	80,2	73,5	82,8	63,0	77,7	77,8
φ	24,9	17,3	16,5	22,0	25,0	18,5	12,9	28,1

Таблица 3

9	10	11	12	13	14	15	16	17
52,12	53,08	53,50	54,36	54,44	54,64	54,88	55,30	55,40
0,86	0,78	0,84	0,64	1,10	0,78	0,66	0,80	0,72
19,32	19,17	19,65	20,61	18,89	17,43	17,00	20,67	15,65
3,28	7,15	7,26	2,93	4,01	8,00	5,76	3,77	3,20
7,41	1,44	1,42	4,65	4,05	0,55	2,08	1,53	4,78
0,21	0,21	0,18	0,16	0,19	0,21	0,30	0,13	0,11
3,21	3,74	3,43	4,19	2,92	3,52	3,92	1,89	6,46
9,51	6,97	6,64	8,51	8,04	7,67	7,03	7,00	8,50
2,90	3,17	3,44	2,43	4,08	3,19	4,28	3,45	3,28
0,30	1,29	1,34	1,54	1,33	1,26	1,21	1,76	0,77
0,29	0,14	0,18	—	—	0,12	0,03	0,42	—
0,74	1,49	1,77	0,12	0,17	1,23	1,30	2,19	0,56
—	0,86	0,75	0,48	0,38	0,90	0,88	—	0,80
100,15	99,49	100,40	100,62	99,60	99,50	99,33	99,91	100,23

Характеристики по А.Н.Заварицкому

7,3	9,7	10,3	7,9	11,4	9,2	11,6	11,2	8,4
10,1	9,0	8,7	10,6	7,5	9,6	6,0	9,4	6,3
18,8	15,3	15,1	15,3	15,5	16,5	17,2	9,3	22,2
63,8	66,0	65,9	66,2	64,1	64,7	65,2	70,1	63,1
57,6	54,1	55,2	49,0	50,0	46,8	43,3	56,4	32,9
30,7	44,9	41,4	49,0	32,7	37,0	39,9	98,0	48,8
11,7	1,0	—	2,0	17,3	—	16,8	—	18,3
—	—	3,4	—	—	16,2	—	5,6	—
94,0	78,7	79,3	71,0	82,5	79,6	84,1	75,1	86,4
16,3	43,4	44,3	17	22,7	42,6	29,6	37,9	12,2

Компо- ненты	18	19	29	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	55,60	55,64	55,76	55,82	55,88	56,24	56,43	56,60	56,80
TiO ₂	0,70	0,68	0,85	0,51	0,72	0,68	0,88	0,71	0,78
Al ₂ O ₃	17,62	18,12	17,21	16,89	18,14	19,12	16,93	19,06	18,38
Fe ₂ O ₃	6,55	7,80	2,34	3,63	7,01	6,42	4,43	1,71	3,54
FeO	1,28	0,55	6,27	1,71	1,16	0,89	3,16	4,72	3,76
MnO	0,18	0,24	0,23	0,06	0,24	0,17	0,07	0,09	0,14
MgO	3,38	4,01	4,28	3,51	3,25	3,50	3,63	2,42	3,47
CaO	6,90	7,89	8,30	7,46	7,47	6,63	7,24	7,60	7,00
Na ₂ O	3,56	3,30	2,29	3,27	3,41	3,46	2,74	3,44	4,04
K ₂ O	1,00	1,34	0,89	2,02	1,26	1,04	2,23	2,38	0,90
P ₂ O ₅	0,11	0,14	0,22	-	0,14	0,10	0,17	-	-
H ₂ O ⁻	2,41	0,54	0,88	3,88	0,94	1,82	2,02	1,20	0,58
H ₂ O ⁺	-	0,25	-	0,39	0,56	-	1,22	0,42	0,40
S	-	-	-	-	-	-	0,09	-	-
Всего	99,29	100,50	99,52	99,15	100,18	100,07	101,24	100,35	99,79

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	9,9	9,6	6,7	10,8	9,8	9,7	9,7	11,5	10,9
c	7,6	7,8	8,7	6,7	7,9	8,5	7,0	7,6	7,4
b	14,8	16,8	17,9	14,3	15,1	13,4	15,7	12,8	14,5
s	67,7	65,8	66,7	68,2	67,2	68,4	67,6	68,1	67,4
f'	50,3	45,8	47,4	34,7	51,0	50,8	45,4	49,5	48,1
m'	40,9	41,6	42,3	44,4	38,1	47,0	40,6	33,7	41,7
c'	8,8	12,6	10,3	20,9	10,9	-	14,0	16,8	10,2
a'	-	-	-	-	-	2,2	-	-	-
n	83,8	78,6	78,8	71,6	80,4	82,9	65,1	69,0	86,9
φ	39,9	41,2	11,5	23,5	41,8	43,2	25,1	12,4	21,8
t	0,96	0,96	1,07	0,60	0,96	0,95	1,1	0,95	1,05

27	28	29	30	31	32	33	34	35
56,86	56,92	57,12	57,36	57,38	57,42	57,50	58,40	58,62
0,68	0,75	0,80	0,64	0,66	0,69	0,70	0,75	1,35
16,37	15,99	17,44	17,68	17,67	17,43	18,53	17,01	14,41
5,81	2,83	4,66	6,33	6,37	6,49	6,14	4,29	2,61
1,94	4,83	3,04	1,17	0,69	1,61	1,00	3,59	4,45
0,17	0,16	0,11	0,17	0,14	0,28	0,14	0,13	0,18
3,93	4,65	4,04	3,62	3,62	2,93	3,62	2,99	2,55
6,47	7,73	7,20	7,03	6,39	6,60	6,60	6,70	9,54
3,50	2,28	3,23	3,25	3,45	3,45	2,23	2,70	3,70
1,24	2,61	1,08	0,98	1,22	0,92	0,62	2,01	2,09
2,04	0,48	-	0,10	0,15	сл	0,11	0,27	-
-	0,48	1,04	1,23	1,84	1,32	1,21	0,52	0,12
-	-	0,58	-	-	0,39	-	-	0,41
-	-	-	-	-	-	-	-	-
99,11	99,71	100,34	99,56	99,58	99,53	98,40	99,36	100,03

Характеристики по А.Н.Заваришкому

9,9	8,9	9,0	9,1	9,8	9,4	6,0	9,2	11,0
6,5	6,4	7,6	7,9	7,5	7,6	8,5	7,3	4,0
15,8	18,4	15,6	14,3	13,6	13,8	16,2	14,0	18,2
67,8	66,3	67,8	68,7	69,1	69,2	69,3	69,5	66,8
45,3	39,1	45,7	44,7	47,9	56,0	41,3	53,5	35,8
43,8	43,6	45,5	44,8	47,4	37,8	39,6	37,4	23,3
10,9	17,3	9,0	7,5	4,7	6,2	-	9,1	40,9
-	-	-	-	-	-	19,1	-	-
80,6	56,6	81,3	82,7	81,0	84,9	85,6	67,7	72,9
32,3	13,2	26,2	38,8	41,6	42,5	34,2	27,3	12,1
0,94	1,04	1,04	0,83	0,83	0,93	0,93	1,02	1,7

Таблица 3 (окончание)

Компо- ненты	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO ₂	58,94	59,40	59,42	61,93	62,65	63,12	63,94	70,44
TiO ₂	0,71	0,59	0,72	0,51	0,47	0,37	0,86	0,42
Al ₂ O ₃	16,88	18,48	17,87	18,40	17,95	20,30	15,87	15,66
Fe ₂ O ₃	3,52	1,77	4,38	3,64	3,00	1,93	2,81	0,90
FeO	4,49	4,92	2,47	0,74	1,22	0,87	2,30	0,92
MnO	0,14	0,08	0,11	0,11	0,15	0,11	0,10	—
MgO	3,23	3,61	2,91	1,17	0,76	0,50	2,71	0,32
CaO	5,99	6,31	4,43	4,44	4,16	3,88	4,66	1,16
Na ₂ O	2,39	2,57	4,03	3,83	3,53	4,14	3,85	4,55
K ₂ O	1,98	1,67	2,16	2,87	2,95	2,72	3,21	4,08
P ₂ O ₅	0,24	0,19	—	0,48	0,38	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,98	0,30	0,38	1,52	2,19	1,83	0,11	0,08
H ₂ O ⁺	—	0,36	0,72	—	—	0,06	0,20	0,92
S	—	0,09	—	—	—	—	—	—
Всего	99,49	100,34	99,60	99,61	99,41	99,83	100,62	99,45

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	8,5	8,3	12,3	13,1	12,6	13,3	12,8	15,7
c	7,5	7,9	6,1	5,6	6,3	4,9	4,0	1,3
b	13,5	14,0	12,0	7,4	7,4	8,2	11,3	4,3
s	70,5	69,8	69,6	73,9	74,7	73,6	71,9	78,7
f'	57,4	45,8	53,0	55,3	54,8	32,2	46,4	39,1
m'	42,1	44,7	42,0	27,2	17,3	10,4	39,6	10,9
c'	0,5	—	5	—	—	—	14,0	—
a'	65,0	—	—	17,5	27,9	57,4	—	5,0
n	65,0	70,1	74	66,9	64,2	69,8	64,6	62,5
φ	23,2	11,1	33	44,7	36,6	20,8	20,8	5,0
t	0,91	0,7		0,58	0,57	0,47	1,0	0,41
Q	16,5	15,1	8,5	16,0	18,9	15,7	14,2	36,9

ховье р. Правый Кирганик. 9. Долерит, бассейн р. Кахтун. 10. Двупироксеновый андезит-базальт, верховье р. Правый Кирганик. 11. Двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Кирганик. 12. Андезит, перевал р. Киревни-Двухъярточной. 13. Андезит, реликты вулкана Теклетунуп. 14. Двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Кирганик. 15. Двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Кирганик. 16. Андезит, р-н г. Ипукик (к югу от Начикинского совхоза). 17. Двупироксеновый андезит, бассейн р. Элкевой. 18. Андезит, верховье р. Правый Кирганик. 19. Двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Кирганик. 20. Двупироксеновый андезит, р-н пос. Снежный. 21. Андезит, бассейн р. Элкевой. 22-23. Двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Кирганик. 24. Андезит, бассейн р. М. Тигиль. 25. Андезит, бассейн р. Хинара. 26. Двупироксеновый андезит, правый берег р. Правой Андриановки. 27. Андезит, верховье р. Правый Кирганик. 28. Андезит, верховье р. Анавгай, г. Крерук. 29. Двупироксеновый андезит, бассейн р. Элкевой. 30. Двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Кирганик. 31. Андезит, верховье р. Правый Кирганик. 32. Двупироксеновый андезит, верховье р. Правый Кирганик. 33. Андезит, верховье р. Правый Кирганик. 34. Двупироксеновый андезит, верховье р. Анавгай, г. Крерук. 35. Андезит, бронирующий покров г. Большие Байдары. 36. Долерит, верховье р. Анавгай, г. Крерук. 37. Андезит, бронирующий покров г. Большие Байдары. 38. Пепловый туф (андезит) р. Двухъярточная. 39. Плагиоандезит, г. Ипукик (к югу от Начикинского совхоза). 40. Андезитодацит. 41. Биотитовый липарито-дацит, левобережье р. Правой Андриановки. 42. Андезитодацит, левый борт р. Киревни. 43. Дацит, верховье р. Кунхилок (образцы №№ 5, 13, 24, 35, 37, 42, 43 колл. Н.В. Огородова, образцы № 12, 38 по Б.И. Пийпу (1948), а остальные образцы по В.К. Ротману (1963).

Химические составы древнечетвертичных лав
(реликты щитообразных вулканов – плато-эффузивы)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,96	45,98	46,82	47,48	47,83	48,90	48,96	49,43
TiO ₂	0,62	1,06	–	1,30	1,01	0,88	1,28	0,89
Al ₂ O ₃	15,16	17,38	20,52	18,47	20,09	24,77	19,24	18,07
Fe ₂ O ₃	7,73	3,94	6,10	6,53	3,28	1,08	6,96	4,88
FeO	4,97	5,64	5,14	3,84	5,59	5,32	3,10	6,07
MnO	0,17	0,26	–		0,14	–	–	0,21
MgO	8,67	8,34	6,20	8,41	8,87	5,10	4,96	5,68
CaO	10,86	9,17	8,90	10,50	9,43	10,26	10,90	9,86
Na ₂ O	1,40	3,20	4,45	3,43	2,54	2,46	2,60	1,99
K ₂ O	3,40	1,43	1,69	0,21	0,90	0,85	0,70	1,77
P ₂ O ₅	0,68	0,24	–	0,9	–	–	–	0,48
H ₂ O [–]	0,38	0,49	–	0,29	–	0,33	0,31	0,61
H ₂ O ⁺	0,45	1,65	0,16	–	0,16	0,78	0,61	–
S	–	–	–	0,03	–	–	–	–
Всего	100,45	96,40	99,98	100,63	99,84	100,40	99,54	99,76

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	8,1	9,4	12,7	8,0	7,2	7,4	7,1	7,2
c	6,1	7,3	7,8	8,4	10,2	13,7	10,7	9,2
b	33,0	28,2	24,6	28,1	25,5	17,6	22,4	23,8
s	52,8	55,1	54,9	55,5	57,1	61,3	60,4	59,8
f'	34,0	33,0	42,1	33,1	33,0	37,4	42,2	44,3
m'	44,5	51,9	44,1	51,0	61,0	53,7	40,0	42,2
c'	21,5	15,1	13,7	15,9	6	–	17,8	13,5
a'	–	–	–	–	–	8,9	–	–
n	39,0	77,3	80,0	95,7	80	81,0	85,6	63,4
φ	19,9	12,4	21,8	20,1	12	5,93	29,0	18,1
t	1,03	1,7	–	2,0	–	0,85	1,8	1,3

Таблица 4

9	10	11	12	13	14	15	16
49,48	49,78	49,80	49,94	50,00	50,16	51,24	51,90
1,87	0,88	0,29	0,94	1,49	0,88	1,28	0,94
16,35	19,72	21,66	14,46	17,26	18,60	15,89	18,57
6,11	3,79	1,49	7,68	4,30	3,33	7,76	4,29
5,93	6,02	5,85	4,50	9,43	7,48	2,76	4,95
0,19	0,19	0,13	0,19	0,19	0,20	0,14	0,11
5,42	4,81	5,32	8,48	5,06	5,14	6,72	4,26
8,68	9,79	12,61	9,00	8,40	9,79	8,06	8,18
4,03	2,15	1,75	2,48	3,12	2,21	3,35	3,18
1,95	1,70	1,08	1,33	1,00	1,37	2,52	1 51
-	0,44	-	0,37	-	0,36	-	-
0,22	0,69	0,32	0,21	0,21	0,75	0,01	1,11
0,08	-	0,51	0,07	0,24	-	0,46	0,51
-	-	-	-	-	-	0,05	-
100,31	100,86	100,81	99,65	100,70	100,27	100,24	99,51

Характеристики по А.Н.Заваришкому

1,7	7,6	5,9	7,3	8,5	7,1	11	9,8
5,1	9,7	12,6	5,9	7,5	9,4	5,1	8,2
25,5	22,1	20,8	30,0	24,7	22,9	25,2	18,8
57,7	60,6	60,7	56,8	59,3	60,6	58,7	63,2
43,0	47,9	36,0	36,3	52,9	46,6	36,8	47,7
35,7	38,8	46,0	47,1	35,4	40,0	44,6	40,8
21,3	13,3	18,0	16,6	11,7	13,4	18,6	11,5
-	-	-	-	-	-	-	-
75,6	65,7	70,0	74,1	82,6	70,7	66,7	76,3
47,2	15,6	6	21,5	15,2	13,1	26,1	20,8
2,8	1,3	0,5	1,4	2,2	1,3	1,8	1,4

Компо- ненты	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO ₂	52,00	52,12	52,56	52,74	52,90	53,40	53,82	53,92	54,24
TiO ₂	0,64	0,94	0,39	0,65	0,57	1,54	1,03	1,54	0,84
Al ₂ O ₃	18,18	19,78	19,45	17,58	18,32	16,20	18,08	18,38	18,72
Fe ₂ O ₃	3,78	3,80	1,99	4,26	4,52	3,52	5,64	1,10	2,45
FeO	4,75	6,24	6,09	4,54	5,57	5,26	3,53	6,59	5,82
MnO	0,14	0,18	0,13	0,11	0,22	0,17	0,17	0,13	0,13
MgO	5,41	3,17	5,44	5,40	4,90	4,47	4,45	5,21	4,05
CaO	8,60	9,33	8,70	8,84	9,20	7,87	8,04	7,45	8,00
Na ₂ O	3,45	2,99	3,13	3,15	2,42	4,37	4,10	4,32	3,62
K ₂ O	1,61	0,45	1,74	1,53	1,18	1,74	1,20	1,68	1,90
P ₂ O ₅	-	0,36	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	0,96	0,62	0,80	0,89	0,15	0,06	0,15	-	0,30
H ₂ O ⁺	-	-	0,40	0,59	0,59	1,54	0,23	0,16	0,21
S	-	-	-	-	-	0,16	-	-	-
Всего	100,52	99,98	100,82	100,28	100,54	100,30	100,44	100,48	100,28

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	10,2	7,7	9,7	9,4	7,4	12,2	10,9	12,0	11,0
c	7,8	10,3	8,6	7,4	9,0	4,8	6,8	6,3	7,3
b	20,5	17,7	19,7	21,2	20,8	20,7	19,2	18,9	17,7
s	61,5	64,3	62,0	62,0	62,8	62,3	63,1	62,8	64,0
f ^l	39,7	57,0	39,6	38,8	46,0	39,7	44,0	38,8	45,1
m ^l	45,9	32,2	48,2	44,1	41,0	36,9	39,8	46,7	39,5
c ^l	14,4	10,8	12,2	17,1	13,0	23,4	16,2	14,5	15,4
a ^l	-	-	-	-	-	-	-	-	-
n	76,6	91,4	73,2	76,1	75,0	79,2	83,8	79,6	74,5
φ	16,4	19,8	8,6	17,4	19,0	14,6	25,4	5,0	12,3
t	0,9	1,4	0,6	1,0	0,8	2,1	1,4	2,1	1,1

Таблица 4 (продолжение)

26	27	28	29	30	31	22	33	34
54,58	54,88	54,90	55,04	55,60	55,70	55,80	56,30	56,96
0,99	0,72	—	0,98	0,85	0,80	0,66	1,00	1,27
17,13	17,93	20,23	18,16	20,65	15,18	16,51	17,40	18,06
3,21	2,71	3,42	3,52	2,25	3,49	0,45	3,56	1,57
6,63	5,10	5,26	4,78	2,06	4,84	7,68	4,45	4,85
0,21	0,16	0,18	0,12	0,04	0,17	0,12	0,12	0,15
3,39	5,29	3,11	3,88	5,03	5,45	5,72	3,65	3,59
7,39	8,13	6,24	8,08	5,70	7,93	8,14	7,44	5,76
2,79	2,76	4,84	4,08	3,10	3,09	2,32	3,82	3,70
2,12	0,96	1,44	1,43	3,15	1,50	1,09	1,44	2,19
0,53	0,29	—	0,59	0,14	—	0,22	—	0,21
0,60	0,56	—	0,37	0,86	0,50	0,81	0,63	0,23
—	—	0,54	0,20	0,42	1,44	0,39	0,60	0,59
—	—	—	—	—	0,32	0,11	—	—
99,57	99,49	100,16	101,23	99,85	100,41	100,10	100,41	99,13

Характеристики по А.Н.Заваррицкому

9,5	7,8	13,3	11,3	11,7	9,0	6,8	10,7	11,9
7,2	6,4	7,5	6,6	7,2	5,7	7,9	6,5	6,7
17,8	20,7	14,2	17,8	15,3	21,0	20,0	16,6	13,2
65,5	65,1	65,0	64,3	65,8	64,3	65,3	66,2	68,2
54,0	36,5	58,5	43,8	26,7	36,9	39,5	45,8	47,6
33,6	45,1	38,5	37,6	57,6	44	49,3	37,8	47,6
12,4	18,4	3,0	18,6	—	19,1	11,2	16,4	4,8
—	—	—	—	15,7	—	—	—	—
67,2	80,9	83,4	81,0	59,9	75,8	76,4	79,9	71,4
16,0	11,6	21,0	17,1	12,9	14,2	1,9	18,9	1,1
1,4	1,0	—	1,4	1,1	1,0	0,9	1,4	1,7

ПРИМЕЧАНИЕ: 1. Базальт, верховья р.Быстрой (Эрлих, 1960а). 2. Базальт, верховья р.Правой Андриановки (Ротман, 1963). 3. Базальт, плато-эффузивы к юго-западу от вулкана Ичинского (Bogdanovitsch 1904). 4. Базальт, плато-эффузивы в северной части хребта (Эрлих, 1960а). 5. Базальт, дайка в р-не оз.Двухъярточного (Пийп, 1948). 6. Базальт, плато-эффузивы с отм. 1150 м в р-не оз.Тильтиль, колл. Н.В.Огородова, обр. № 1021, ан.М.И.Милованова. 7. Базальт, плато-эффузивы р-на р.Кульманькуча, колл. Н.В.Огородова, обр. № 221 ан.М.И.Милованова. 8. Базальт, р-н верховья р.Анавгай (Ротман, 1963). 9. Базальт, плато-эффузивы с отм. 1510 м, к югу от вулкана Ичинского, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 716, ан. Г.Ф.Некрасова. 10. Базальт, район верховья р.Анавгай (Ротман, 1963). 11. Базальт, р-н оз.Двухъярточного (Пийп, 1948). 12. Базальт, р-н р. Быстрой (Эрлих, 1960а). 13. Базальт, плато-эффузивы с отм. 483, р-н верховья р.Седанки, колл. Н.В.Огородова, обр.195, ан.Бельская. 14. Базальт, р-н верховья р.Анавгай (Ротман, 1963). 15. Базальт, р-н к югу от вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 16. Базальт, р-н р.Озерной Камчатской (Ротман, 1963). 17. Базальт, р-н р. Кирганик (Ротман, 1963). 18. Базальт, р-н р.Кактун (Ротман, 1963). 19. Базальт, р-н р.Кирганик (Ротман, 1963). 20. Андезит-базальт, р-н р. Кирганик (Ротман, 1963). 21. Андезит-базальт, р-н оз. Двухъярточного (Пийп, 1948). 22. Андезит-базальт, р-н р.Кунхилок, колл. Н.В.Огородова, обр. № 239, ан.Е.К.Серафимова. 23. Андезит-базальт, плато-эффузивы с отм. 550 м, р-н верховья р. Седанки, колл. Н.В. Огородова, обр. № 160, ан. Бельская. 24. Андезит-базальт, р-н р.Левой Шишей, колл. Н.В.Огородова, обр. № 249, ан. Бельская. 25. Андезит-базальт, р-н р.Копылье (Ротман 1963). 26. Андезит-базальт, р-н верховья р.Анавгай (Ротман, 1963). 27. Андезит-базальт, р-н верховья р.Анавгай (Ротман, 1963). 28. Андезит-базальт, р-н к востоку от вулкана Ичинского (Bogdanovitsch, 1904). 29. Андезит-базальт, р-н верховья р.Анавгай (Ротман) 1904). 30. Андезит-базальт, р-н верховий Правый Кирганик (Ротман, 1963). 31. Андезит-базальт, р-н верховья р.Юклья, колл. Н.В.Огородова, обр. № 307, ан.Ефимова. 32. Андезит-базальт, плато-эффузивы с отм. 602 м, р-н верховья р.Седанки, колл. Н.В.Огородова, обр. № 172, ан. Пинчук. 33. Андезит-базальт, р-н верховья р.Копылье (Ротман, 1963). 34. Андезит-базальт, р-н южнее вулкана Ичинского, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 740, ан. Г.Ф.Некрасова.

Таблица 5

Химические составы лав
нижне-среднечетвертичных щитообразных вулканов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,06	48,90	48,46	49,78	50,18	50,36	50,44	51,74
TiO ₂	0,76	0,55	0,77	0,32	1,95	1,00	0,84	1,78
Al ₂ O ₃	16,13	21,39	19,23	20,77	17,53	17,63	17,85	17,00
Fe ₂ O ₃	2,69	3,02	4,59	3,93	3,62	5,95	6,89	3,83
FeO	7,69	5,57	7,39	4,32	6,98	4,38	9,66	7,64
MnO	0,06	0,23	0,11	0,11	0,17	0,12	0,11	0,23
MgO	6,69	6,29	4,34	3,46	6,17	6,49	5,62	4,43
CaO	9,63	8,02	9,59	10,47	8,16	8,41	9,70	8,42
Na ₂ O	2,15	2,84	2,06	2,42	3,91	2,06	2,06	3,94
K ₂ O	2,49	1,64	2,41	2,43	1,32	2,83	3,05	0,76
P ₂ O ₅	0,40	0,41	0,37	0,02	—	0,34	0,12	—
H ₂ O ⁻	3,37	—	—	1,75	0,05	0,96	0,60	0,18
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,86	0,34	—	—	0,02
S	0,08	—	0,05	0,15	—	0,02	0,02	—
Всего	99,2	98,86	99,37	100,79	100,38	100,55	106,96	99,97

Характеристики по А.Н.Заваришкому

a	8,8	9,2	8,4	9,6	10,5	8,9	9,1	9,9
c	6,8	10,4	9,5	10,3	5,5	7,7	7,8	6,6
b	27,9	20,5	22,6	18,2	25,7	23,6	23,7	22,3
s	56,5	60,5	59,5	61,9	58,3	59,8	59,5	67,2
f'	36,1	42,0	51,8	45,3	38,6	40,2	40,2	48,8
m'	42,3	55,2	35,0	35,1	40,3	47,9	41,0	34,1
c'	21,6	2,2	13,2	19,6	21,1	11,9	18,8	17,1
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	56,5	73,0	56,9	60,2	81,7	50,8	50,8	88,8
φ	2,5	0,9	2,4	0,5	2,79	1,5	1,2	2,5
t	8,6	13,4	17,4	20,1	12,1	22,0	25,4	14,9

Компо- ненты	9	10	11	12	13	14	15	16	17
				III				.	
SiO ₂	52,13	52,62	52,69	54,00	54,80	55,30	55,86	56,08	56,34
TiO ₂	0,77	0,92	0,60	0,79	1,52	1,46	0,79	0,66	0,62
Al ₂ O ₃	18,20	18,58	20,06	18,12	17,26	16,10	17,25	19,26	17,79
Fe ₂ O ₃	4,04	4,25	5,27	4,07	4,23	4,30	3,20	3,37	1,72
FeO	4,85	4,55	3,21	5,78	5,69	5,17	6,40	3,47	5,79
MnO	0,07	0,17	0,09	0,04	0,18	—	0,18	0,10	0,11
MgO	5,51	5,50	4,91	3,93	2,98	2,71	3,19	3,65	6,75
CaO	8,85	8,90	7,65	7,65	6,86	5,80	6,62	7,25	3,66
Na ₂ O	2,85	2,60	5,23	2,52	4,21	4,22	3,75	3,19	3,18
K ₂ O	1,70	1,25	2,61	2,50	1,79	4,05	0,93	1,49	2,76
P ₂ O ₅	0,18	0,22	—	0,45	—	—	0,36	0,34	0,19
H ₂ O ⁻	0,63	0,66	0,57	0,22	0,17	0,09	0,40	0,56	0,32
H ₂ O ⁺	0,03	0,13	—	0,26	0,15	0,63	0,46	0,56	—
S	—	—	0,08	0,02	—	—	0,39	0,12	0,04
Всего	99,81	100,39	102,97	100,35	99,84	99,83	99,78	100,10	99,27

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	8,9	8,1	10,1	9,5	12,1	15,3	10,0	9,7	11,5
c	7,9	9,2	9,0	7,8	5,7	3,2	7,0	8,8	6,5
b	22,3	20,2	17,4	13,2	17,3	17,1	16,5	13,7	15,6
s	60,9	62,5	63,5	64,5	64,9	64,4	66,5	67,8	66,4
f ⁱ	43,6	49,9	45,7	51,6	54,2	50,4	56,5	48,3	46,7
m ⁱ	42,3	47,8	49,8	38,2	29,7	26,8	34,0	47,6	40,8
c ⁱ	10,9	11,3	4,5	10,2	16,1	22,8	9,5	4,1	12,5
a ⁱ	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	71,9	75,6	60,0	60,5	78,1	61,4	86,0	76,5	64,7
φ	1,1	1,2	3,3	1,1	2,0	2,2	1,0	0,9	0,8
l	17,6	18,5	27,1	20,0	21,3	21,6	17,2	22,2	9,9
Q	-2,4	1,6	-3,0	2,2	-0,1	-5,0	+6,0	7,4	3,4

Таблица 5

18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
56,64	56,74	57,06	57,48	59,00	59,34	59,40	59,90	61,00	61,32
1,40	0,56	1,12	0,91	1,83	1,06	1,27	1,02	0,97	1,49
15,97	17,26	17,41	15,22	13,91	17,48	17,57	17,77	16,15	16,01
4,30	4,94	4,18	2,03	3,08	1,38	1,31	4,56	3,43	4,04
4,71	3,35	3,25	5,32	4,83	6,26	6,32	2,44	3,45	2,99
-	0,08	0,17	0,13	0,18	0,18	0,19	0,16	-	-
2,68	3,43	2,84	4,58	1,82	1,52	1,65	2,58	3,16	0,86
5,70	6,56	6,18	8,24	7,66	3,80	4,30	5,60	6,12	3,16
44,06	2,56	4,09	3,50	4,99	4,55	4,44	4,38	3,88	4,20
4,95	2,36	2,40	1,51	2,22	3,76	3,44	1,75	1,85	5,35
-	0,45	-	-	-	-	-	-	-	-
0,03	0,86	0,31	0,09	0,18	0,30	0,20	0,22	0,06	0,31
0,79	-	1,05	0,37	0,66	0,20	0,21	0,22	0,52	1,00
-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-
101,23	97,17	100,06	99,38	100,36	99,83	100,30	100,60	100,59	100,73

Характеристики по А.Н. Заварицкому

13,5	9,5	12,8	9,8	13,8	15,8	14,8	12,3	11,2	17,1
-	7,5	5,5	5,2	2,1	4,1	4,5	5,9	5,2	2,2
15,8	14,7	14,1	19,3	17,2	10,8	11,0	11,9	13,5	9,6
66,6	68,3	67,6	65,7	66,9	69,3	69,7	69,9	70,1	71,1
51,9	52,2	49,6	35,3	42,0	69,5	66,9	54,2	45,2	66,7
25,1	41,5	35,0	40,0	17,5	23,1	26,2	37,2	39,2	15,6
19,0	6,3	15,4	24,7	40,5	7,4	6,9	8,6	15,6	17,7
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
66,7	63,7	72,1	77,9	77,4	65,0	66,3	79,2	75,9	54,4
1,91	0,7	1,4	1,2	2,3	1,4	1,5	1,3	1,26	1,8
23,8	29,3	26,0	8,9	15,0	11,5	10,0	33,2	21,1	36,9
+2,1	2,9	4,1	6,6	4,1	+2,9	-4,7	9,3	12,6	+5,8

Таблица 5 (продолжение)

Компо- ненты	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	61,64	62,10	63,85	65,25	67,42	68,98	70,56	77,88	71,87	72,98
TiO ₂	0,85	0,62	0,44	0,81	0,25	0,42	0,41	0,21	0,29	0,17
Al ₂ O ₃	16,69	15,48	18,37	16,83	17,86	12,75	14,30	15,59	14,01	14,01
Fe ₂ O ₃	1,97	3,08	3,38	1,64	2,14	1,44	1,27	0,12	2,56	1,72
FeO	3,21	3,66	0,65	3,01	1,94	1,39	1,72	2,17	0,22	1,01
MnO	0,26	0,04	0,16	0,06	0,04	0,11	0,03	0,04	0,08	0,08
MgO	2,68	2,70	0,90	1,40	1,65	2,85	1,13	0,66	0,53	0,50
CaO	5,64	4,82	4,30	2,83	4,03	1,26	1,20	1,66	1,97	0,60
Na ₂ O	3,86	3,10	5,08	4,04	2,91	4,98	3,87	4,62	4,64	4,42
K ₂ O	2,10	3,98	2,53	2,74	2,40	4,77	4,24	2,75	3,93	3,98
P ₂ O ₅	—	0,15	0,19	0,26	0,01	—	—	0,38	0,04	—
H ₂ O ⁻	0,03	0,73	0,10	0,52	0,10	0,12	—	0,4	0,12	0,02
H ₂ O ⁺	0,75	0,45	0,10	0,48	0,33	0,19	0,65	—	0,21	0,68
S	—	0,05	—	0,13	—	0,05	—	0,12	—	0,03
Всего	99,68	100,96	100,05	100,00	101,08	99,31	99,38	99,60	100,47	100,20

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	11,6	12,6	12,1	12,8	9,7	16,3	14,4	15,7	15,2	14,7
c	8,5	4,0	8,0	3,4	4,6	0,8	1,4	2,0	1,4	0,7
b	11,4	12,5	13,5	9,4	10,5	7,7	5,9	5,8	4,1	5,6
s	71,5	70,9	66,4	74,7	75,0	75,2	78,3	78,3	79,3	79,0
f	43,4	49,1	40,0	45,6	34,6	22,0	44,9	36,8	58,0	56,3
m	44,6	36,5	51,0	25,1	26,1	59,3	30,4	18,7	19,3	13,8
c	12,0	14,4	9,0	29,3	39,3	18,7	24,7	44,5	22,7	—
a	—	—	—	—	—	—	—	—	—	29,9
n	67,8	54,2	78,4	69,1	59,8	59,6	68,3	71,8	64,3	62,8
y	14,4	0,7	0,5	0,9	0,3	0,4	0,04	0,23	0,3	0,02
t	1,09	21,0	51,6	14,8	17,1	5,1	27,9	21,7	51,6	39,0
Q	+14,3	12,6	13,3	19,8	25,8	17,0	26,4	27,6	26,8	+27,9

ПРИМЕЧАНИЯ: 1. Базальт, вулкан Большая Кетепана (отчеты КТГУ). 2. Базальт, вулкан Большая Кетепана (отчеты КТГУ). 3. Базальт, вулкан Большая Кетепана (отчеты КТГУ). 4. Базальт, дайка, вулкан Уксичан, колл. Н.В.Огородова, обр. № 253, ан.Котова. 5. Базальт, вулкан Калгнитунуп, колл. Н.В.Огородова, обр. № 167, ан. Бельская. 6. Базальт, вулкан Большая Кетепана (отчеты КТГУ). 7. Базальт, вулкан Большая Кетепана (отчет КТГУ). 8. Базальт, северо-восточный склон вулкана Перевалового, колл. Н.В.Огородова, обр. № 40, ан.Л.С.Мазалова. 9. Базальт, вулкан Оччамо (Эрлих, 1960а). 10. Базальт, вулкан Оччамо (Эрлих, 1960а). 11. Базальт, вулкан Малая Кетепана (Эрлих, 1960а). 12. Андезито-базальт, вулкан Уксичан, колл.Н.В.Огородова, обр. № 49, ан.Ильиных. 13. Андезито-базальт, лавовый останец вулкана с отметкой 1395 м, правобережье верховий р.Калгауч, колл.Н.В.Огородова, обр. № 104, ан.Бельская. 14. Трахиандезит, вулкан Уксичан, колл.Н.В.Огородова, обр. № 268, ан. Т.В.Долгова. 15. Андезито-базальт, вулкан Переваловый, колл. Н.В. Огородова, обр. № 33, ан.Пинчук. 16. Андезито-базальт, вулкан Малая Кетепана, колл. Н.В.Огородова, обр. № 514, ан.Л.Г.Пинчук. 17. Андезито-базальт, вулкан Большая Кетепана (отчеты КТГУ). 18. Трахиандезит, вулкан Уксичан, колл. Н.В.Огородова, обр. № 48, ан. Долгова. 19. Андезито-базальт, вулкана Большая Кетепана (отчеты КТГУ). 20. Андезиты, вулкан Малая Кетепана, отм. 1230 м, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 517, ан. Мазалова. 21. Андезит, вулкан Калгнитунуп, колл. Н.В.Огородова, обр. № 164, ан. Бельская. 22. Андезит, вулкан Большой Чекчебонай, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 506, ан.Бендер. 23. Андезит, вулкан Лаучан, подножье, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 725, ан.Г.Ф.Некрасова. 24. Андезит, вулкан Лаучан, вершина, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 734, ан.Г.Ф.Некрасова. 25. Андезит, вулкан Малый Чекчебонай, колл. Н.В.Огородова, обр. № 16, ан. Мазалова. 26. Андезит, вулкан Уксичан, экструзия, колл. Н.В. Н.В.Огородова, обр. № 294, ан. Т.В.Долгова. 27. Трахит, вулкан Уксичан, колл. Н.В.Огородова, обр. № 34, ан. Т.В.Долгова. 28. Андезито-дацит, вулкан Продольный, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 740, ан. М.Д.Яроцкая. 29.Трахит, вулкан Уксичан, колл. Н.В.Огородова, обр.№ 317, ан.Ильиных. 30. Андезито-дацитовый туф, вулкан Кекукнайский (Ленинградец) (Эрлих, 1960а). 31. Дацит, вулкан Малый Чекчебонай, экструзия, колл Н.Н.Кожемяки, обр. 1 14, ан.Бендер. 32. Дацит, вулкан Малый Чекчебонай, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 29, ан. Пинчук. 33. Дацит, вулкан Уксичан, экструзия, колл. Н.В.Огородова, обр. № 71, ан.Котова. 34. Дацит, экструзия в р-не Южного Черпука (Маренина, 1962). 35. Дацит, экструзия в р-не Южного Черпука (Маренина, 1962). 36. Липарит, экструзия в р-не вулкана Малый Паялпан (Маренина, 1962). 37. Липарит, экструзия р-на Южного Черпука (Маренина, 1962).

Химические составы лав верхнечетвертичных
и голоценовых щитовых и близких к ним типов вулканов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	
SiO ₂	46,94	46,99	47,00	48,24	48,68	48,74	48,74
TiO ₂	0,60	1,20	1,04	0,76	1,57	1,40	0,60
Al ₂ O ₃	17,62	18,10	18,49	18,01	17,25	18,58	18,58
Fe ₂ O ₃	9,03	3,69	5,44	3,70	3,23	4,00	0,60
FeO	4,10	6,27	6,34	7,77	6,52	5,25	4,10
MnO	—	0,10	0,10	0,15	0,20	0,19	—
MgO	7,12	8,31	5,84	7,15	7,76	7,34	0,60
CaO	10,56	10,20	10,13	10,13	10,26	10,30	10,30
Na ₂ O	2,26			2,80	3,54	3,60	2,26
K ₂ O	0,60	4,36	5,28	1,12	0,91	0,95	0,60
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,25	0,54	—	0,07	0,04	0,01	0,25
H ₂ O ⁺	0,44	—	—	—	0,07	0,08	0,44
S	—	0,10	0,22	0,23	—	—	—
Всего	99,52	99,86	99,88	100,13	100,03	100,44	99,52

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	6,1	8,0	9,8	8,0	9,1	19,4	5,1
c	9,2	8,3	7,7	8,3	7,0	7,6	9,2
b	28,7	28,7	27,0	27,4	27,2	26,0	28,7
s	56,0	55,0	55,4	56,3	56,4	56,9	56,0
f'	41,8	35,6	44,0	40,0	32,7	33,3	35,6
m'	43,8	49,5	37,5	46,0	47,3	48,6	43,8
c'	14,4	14,9	18,4	14,0	20,0	18,7	14,4
a	—	—	—	—	—	—	—
n'	86,0	60,0	60,7	80,0	85,5	84,0	86,0
φ	25,4	11,0	17,5	11,7	9,87	13,1	25,4
t	1,0	1,8	1,6	1,2	2,4	2,2	1,0

Таблица 6

8	9	10	11	12	13	14	15
50,07	50,82	50,94	51,22	51,22	51,24	51,30	51,38
1,46	0,73	0,98	1,10	1,42	1,23	1,46	1,57
18,95	18,76	18,00	18,42	17,24	18,60	16,53	16,24
2,11	3,06	3,09	2,69	4,75	1,44	3,38	2,01
6,50	7,52	5,80	5,54	4,75	5,94	6,12	6,47
0,13	0,05	—	0,18	0,17	0,18	0,06	0,16
6,97	4,59	6,22	6,05	6,47	6,31	5,83	5,90
8,87	9,22	8,96	9,70	8,60	9,36	9,14	8,38
3,67	2,20	3,92	5,58	3,29	3,74	3,32	3,86
0,91	1,92	1,00	1,19	1,68	1,08	1,72	1,09
—	0,17	—	—	—	—	—	—
—	0,30	0,40	0,01	0,14	0,03	—	0,22
0,30	0,42	0,30	0,33	0,18	0,45	—	2,90
—	0,07	—	—	—	—	—	0,12
99,94	99,83	99,61	102,01	99,91	99,60	98,86	100,30

Характеристики по А.Н.Заварицкому

9,6	8,0	10,2	13,6	9,8	10,0	7,8	10,3
8,1	9,2	7,0	5,1	6,7	7,6	7,6	5,9
23,1	21,1	23,5	23,9	23,6	21,9	23,1	22,8
59,2	61,7	59,2	57,4	59,9	60,5	61,5	61,0
35,6	48,9	37,8	31,9	37,2	32,6	39,0	35,8
52,0	38,7	45,3	41,6	46,7	49,3	43,9	44,7
12,4	12,4	16,9	26,5	16,1	18,1	17,1	19,5
—	—	—	—	—	—	—	—
86,0	63,5	85,1	87,3	74,8	83,3	67,6	84,3
7,9	13,0	11,1	9,2	17,3	5,7	12,8	7,7

Компо- ненты	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	51,48	51,58	51,62	51,66	51,79	51,98	52,16	52,24
TiO ₂	1,72	0,70	0,74	1,10	1,34	1,21	1,32	0,48
Al ₂ O ₃	17,28	18,66	19,20	17,79	19,49	16,91	18,18	20,49
Fe ₂ O ₃	2,72	5,20	1,72	1,56	1,92	2,50	1,96	2,19
FeO	7,08	4,90	7,44	8,02	6,49	8,16	6,32	5,40
MnO	0,18	0,06	0,07	0,08	0,14	0,07	0,21	0,09
MgO	5,98	5,06	5,64	6,75	5,90	6,97	5,98	4,84
CaO	8,66	8,86	8,87	9,47	7,74	8,07	8,48	9,24
Na ₂ O	3,78	3,00	2,29	2,74	4,05	2,34	3,52	2,80
K ₂ O	1,14	0,87	1,23	0,90	1,30	1,34	1,14	2,11
P ₂ O ₅	—	—	0,20	0,31	—	—	—	0,02
H ₂ O ⁻	0,14	0,60	0,51	—	—	—	0,17	0,28
H ₂ O ⁺	0,40	0,12	0,40		0,46	—	0,78	—
S	—	—	0,10	0,19	—	—	—	—
Всего	100,56	99,61	100,03	100,57	100,62	99,55	100,22	100,18

Характеристики по А.Н.Зварицкому

a	10,0	8,1	7,2	7,4	11,0	7,3	9,5	9,7
c	6,6	8,5	9,9	8,2	7,8	8,0	7,7	9,5
b	23,3	22,1	20,5	24,7	20,1	24,3	21,3	18,2
s	61,1	61,0	62,4	59,7	61,1	61,4	61,5	61,6
f'	39,5	41,0	44,1	36,6	40,2	41,7	37,6	40,7
m'	43,5	42,0	48,9	46,4	50,7	49,5	48,7	47,0
c'	17,0	17,0	7,0	17,0	9,1	8,8	13,7	12,3
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	83,4	82,0	73,9	82,2	82,6	72,4	82,3	66,8
φ	10,0	22,4	7,5	5,4	1,9	9,1	7,8	10,7
t	62,6	1,0	1,1	1,6	8,3	1,7	1,8	0,7
Q	-5,4	-2,1	-0,5	-3,6	-7,6	-0,8	-3,7	3,7

Таблица 6 (продолжение)

24	25	26	27	28	29	30
52,26	52,46	52,61	52,86	52,89	52,90	52,90
1,37	0,62	0,91	—	1,09	0,55	1,52
17,53	19,49	17,80	18,25	18,31	18,09	18,03
2,76	2,73	3,08	6,61	1,90	1,45	2,72
6,00	6,21	6,00	3,39	6,81	4,60	5,79
0,17	0,08	0,13	0,16	0,10	—	0,16
5,71	5,09	5,26	4,72	5,22	5,02	4,68
7,66	9,16	9,12	9,58	8,54	11,60	8,14
3,74	2,49	2,94	3,24	2,87	3,37	3,90
1,48	0,98	0,95	0,69	1,33	1,25	1,36
—	0,37	0,47	—	0,30	—	—
0,21	0,28	1,08	0,24	—	0,37	0,10
0,45	0,42	—	—	0,46	1,00	0,94
—	0,12	0,01	—	0,09	—	—
99,34	100,50	100,36	99,74	99,91	100,20	100,24

Характеристики по А.Н.Зварицкому

10,6	7,3	8,1	8,3	8,5	9,4	10,8
6,7	10,1	8,2	8,8	8,4	7,7	6,9
21,0	19,4	21,1	22,0	19,9	21,1	19,4
61,7	63,2	62,5	62,1	63,2	61,8	62,9
39,8	44,9	41,3	44,1	42,4	27,1	41,9
46,8	46,6	43,5	39,3	45,8	41,2	41,7
13,4	8,5	15,2	16,6	11,8	31,7	16,4
—	—	—	—	—	—	—
79,3	79,4	82,4	88,3	76,7	81,5	81,3
11,4	12,6	12,9	27,4	8,4	6,0	12,2
1,9	0,9	1,3	—	1,5	0,79	2,1
-4,5	1,7	0,7	-0,7	1,0	-2,9	-2,7

Компо- ненты	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	53,00	53,04	53,27	53,28	53,60	54,34	55,03
TiO ₂	1,27	1,18	0,84	1,22	1,72	1,49	0,90
Al ₂ O ₃	17,52	17,31	19,41	19,85	16,79	18,03	17,17
Fe ₂ O ₃	1,71	3,78	3,00	2,58	3,71	2,77	1,69
FeO	6,37	5,66	5,35	6,12	5,80	5,76	6,91
MnO	0,15	0,18	0,15	0,11	0,18	0,13	0,08
MgO	5,83	5,43	4,33	3,06	4,89	3,99	5,08
CaO	7,53	8,30	8,05	8,35	8,14	8,02	8,41
Na ₂ O	3,86	3,70	3,46	2,62	3,86	3,96	2,68
K ₂ O	1,35	1,20	1,30	2,40	1,42	1,32	1,13
P ₂ O ₅	—	—	—	0,46	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,26	0,11	0,20	0,13	0,04	0,06	0,04
H ₂ O ⁺	1,33	0,56	1,09	0,31	0,09	0,53	0,09
S	0,10	—	—	—	—	—	0,16
Всего	100,28	100,05	100,45	100,49	100,24	100,40	99,37

Характеристики по А.Н.Завирицкому

a	10,6	10,1	9,9	9,8	10,5	10,8	7,8
c	6,6	6,7	8,7	9,2	6,1	6,7	7,7
b	20,5	21,2	17,6	15,7	21,0	18,2	19,6
s	62,3	62,0	63,8	65,3	62,3	64,3	64,1
f'	37,9	40,1	45,0	54,8	42,3	44,6	42,7
m'	48,9	43,4	46,0	35,0	39,2	37,8	44,6
c'	13,2	16,5	19,0	10,2	18,5	17,6	13,7
a'	—	—	—	—	—	—	—
n	81,3	82,3	80,0	62,4	80,5	82,0	78,0
φ	7,2	13,6	13,8	14,9	15,0	13,2	7,4
t	1,8	1,6	1,8	1,7	2,3	2,0	1,2
O	-3,2	-2,9	1,9	1,8	-2,4	0,3	6,3

Таблица 6 (окончание)

38	39	40	41	42	43
55,16	55,34	55,61	56,03	56,07	57,00
0,49	1,47	0,70	1,06	1,74	0,93
18,51	17,29	20,23	17,79	17,09	17,75
2,08	3,49	2,12	2,38	2,59	1,65
6,41	5,23	3,48	4,50	4,70	5,34
0,07	0,21	0,06	0,16	0,20	0,16
4,41	3,35	3,89	4,47	2,68	4,11
8,18	7,12	7,29	7,68	5,23	7,04
3,06	4,19	4,16	3,76	4,30	3,70
1,76	1,20	1,74	1,33	2,45	1,84
0,02	—	—	—	1,23	—
0,05	0,32	0,33	0,04	0,85	0,14
0,19	0,61	0,30	0,62	0,20	0,60
—	—	—	—	—	—
100,39	99,82	99,91	99,89	99,33	100,26

Характеристики по А.Н.Заварицкому

9,5	11,2	12,1	10,3	13,5	10,8
7,9	6,2	12,1	6,9	5,3	6,5
18,0	16,8	13,2	16,8	13,3	16,8
64,6	65,8	66,6	66,0	67,9	65,9
45,0	49,7	40,0	38,9	53,5	45,8
42,4	34,6	40,0	46,0	35,8	41,6
12,6	15,7	9,0	15,1	10,7	12,6
—	—	—	—	—	—
72,5	84,1	8,4	80,0	72,7	75,3
10,1	18,2	13,6	12,3	17,0	8,9
0,6	2,0	1,0	1,45	2,3	1,14
-2,3	3,0	-7,1	4,5	3,6	3,7

ПРИМЕЧАНИЯ: 1. Базальт, экструзия вулкана Кунхилок, колл. Н.В.Огородова, обр. № 243, ан. М.И.Мелованова. 2. Базальт, р-н р. Теклеваям (Эрлих, 1960а). 3. Базальт, р-н р.Теклеваям (Эрлих, 1960а). 4. Базальт, основание вулкана Анаун (Эрлих, 1960а). 5. Базальт, основание вулкана Белого, колл. Н.В. Огородова, обр. № 9, ан. М.Д.Яроцкая. 6. Базальт, вулкан Сергеева, колл. Н.В.Огородова, обр. № 23, ан. М.Д.Яроцкая. 7. Базальт, вулкан Кунхилок, колл. Н.В. Огородова, обр. № 242, ан. М.И.Мелованова. 8. Базальт, вершина вулкана Шишель, колл. Н.В.Огородова, обр. № 255, ан. З.И.Белецкая. 9. Базальт, вулкан Крайний, колл. Н.В.Огородова, обр. № 208, ан. Ильиных. 10. Базальт, вулкан Медвежий, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 606, ан. М.И.Мелованова. 11. Базальт, вулкан Атласова, колл. Н.В.Огородова, обр. № 7, ан.М.Д.Яроцкая. 12. Базальт, вулкан Калгауч, колл. Н.В.Огородова, обр. 140, ан. М.Бельская. 13. Базальт, вулкан Кевенэйтунуп, колл. Н.В.Огородова, обр. № 24, ан.Яроцкая. 14. Базальт, вулкан Верховой, колл. Н.В.Огородова, обр. № 5, ан. Е.К.Серафимова. 15. Базальт, вулкан Титила, колл. Н.В.Огородова, обр. № 333, ан. И.Н.Ершова. 16. Базальт, вулкан Кебенэй, колл. Н.В.Огородова, обр. № 193, ан.Бельская. 17. Базальт, вулкан Анаун (Эрлих, 1960а). 18. Базальт, вулкан Бунанья, колл. Н.В.Огородова, обр. № 236, ан. Котова. 19. Базальт, вулкан Бунанья, конус Алап, колл. Н.В.Огородова, обр. № 282, ан. Котова. 20. Базальт, вулкан Междусопочный, колл. Н.В.Огородова, обр. № 338, ан.З.И.Белецкая. 21. Базальт, вулкан Верховой, колл. Н.В.Огородова, обр. № 282, ан. Котова. 24. Базальт, вулкан Черный, колл. А.А.Важеевской, обр. № 116, ан. Бельская. 25. Андезито-базальт, вулкан Двуххюрточный, колл. Н.В.Огородова, обр.№ 89, ан.Пинчук. 26. Андезито-базальт, вулкан Янпат, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 219, ан.М.Н.Зорина. 27. Андезито-базальт, вулкан Анаун (Bogdanowits, 1904). 28. Андезито-базальт, вулкан Будули, колл. Н.В.Огородова, обр. № 244, ан.Пинчук. 29. Андезито-базальт,вулкан Анаун, колл. Н.В.Огородова, обр. № 247, ан. Мелованова. 30. Андезито-базальт, вулкан Кебенэй, колл. Н.В.Огородова, обр. № 552, ан. Л.С.Мазалова. 31. Андезито-базальт, вулкан Леутонгей, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 638, ан. Ершова. 32. Андезито-базальт, вулкан Новограбленова, колл. Н.В.Огородова, обр. № 2, ан.М.Д.Яроцкая. 33. Андезито-базальт, вулкан Чингейнгейн (Эрлих, 1960а). 34.Андезито-базальт, вулкан Крайний, колл. Н.В.Огородова, обр. № 209, ан. Е.К.Серафимова. 35. Андезито-базальт, вулкан Кебенэй, колл.Н.В.Огородова, обр. № 34, ан.Некрасова. 36. Андезито-базальт, вулкан Водораздельный, колл. Н.В. Огородова, обр. № 190, ан.Бельская. 37. Андезито-базальт, вулкан Бунанья, колл. Н.В.Огородова, обр. № 236, ан. Пинчук. 38. Андезито-базальт, вулкан Чингейнгейн, колл. Н.В.Огородова, обр. № 279, ан. Котова. 39. Андезито-базальт, конус вулкана Перевалового, колл. Н.В.Огородова, обр. № 30, ан. Л.С.Мазалова. 40. Андезито-базальт, вершина вулкана Анаун (Эрлих, 1960а). 41. Андезито-базальт, вулкан Белый, вершинная часть, колл. Н.В.Огородова, обр. № 26, ан. М.Д.Яроцкая. 42. Андезито-базальт, вулкан Большой Паялпан (Эрлих, 1960а). 43. Андезито-базальт, вулкан Кабалап, колл.Н.Н.Кожемяки, обр. № 721, ан. Г.Ф.Некрасова.

Таблица 7

Химические составы лав шлаковых и лавовых конусов
(продукты ареального вулканизма) (- 4)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,40	47,76	48,68	49,10	49,24	49,36	49,68	50,12	50,43	50,65
TiO ₂	1,35	1,31	1,18	0,74	1,52	1,89	1,19	1,27	0,96	1,03
Al ₂ O ₃	15,78	20,72	17,80	19,30	15,45	14,23	19,53	18,00	18,38	17,75
Fe ₂ O ₃	6,08	1,02	3,73	3,41	5,71	2,39	4,47	2,50	1,47	7,12
FeO	6,05	7,30	6,59	7,24	4,97	7,56	4,94	6,48	8,00	2,72
MnO	0,06	-	0,13	0,12	0,17	0,18	0,17	0,08	-	0,11
MgO	7,82	8,22	7,39	4,80	6,75	7,23	5,67	6,40	6,75	7,02
CaO	10,64	9,10	9,70	11,24	11,0	8,04	10,40	10,22	9,47	9,56
Na ₂ O	2,15	3,50	2,93	2,14	3,36	3,83	3,25	3,05	2,74	2,67
K ₂ O	1,45	1,06	0,84	0,81	1,10	1,05	1,06	0,98	0,90	0,91
P ₂ O ₅	0,23	-	0,39	0,26	-	-	-	-	-	0,27
H ₂ O ⁻	0,06	0,09	0,04	0,21	0,10	0,28	0,16	-	-	0,01
H ₂ O ⁺	0,42	0,27	0,63	0,56	0,25	4,28	0,08	-	-	0,12
S	0,09	-	0,03	0,15	-	0,10	-	-	-	-
Всего	99,58	100,35	100,06	100,08	99,62	100,42	100,60	99,10	99,10	99,94

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	6,8	10,0	7,8	6,3	8,9	10,0	8,9	7,0	7,6	7,4
c	7,2	9,0	8,3	10,6	4,4	4,6	9,0	8,9	8,8	8,4
b	30,2	24,6	26,4	23,1	30,5	27,1	22,9	24,6	23,9	25,0
s	55,8	56,4	57,5	60,0	56,8	58,3	59,2	59,5	59,7	58,9
f'	36,7	32,8	37,1	45,6	32,4	34,9	39,1	39,0	37,8	39,2
m'	44,20	58,1	48,5	37,4	38,0	45,6	43,2	45,1	49,4	49,8
c'	19,15	9,1	14,4	17,0	29,6	19,5	17,7	15,9	12,8	13,6
a'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
n	68,6	77,0	84,1	78,9	82,2	84,7	82,3	98,0	81,6	71,1
φ	-	3,7	12,4	13,4	16,2	7,6	17,2	9,1	7,2	25,1

Таблица 7 (продолжение)

Компо- ненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	50,65	50,72	51,02	51,54	52,26	52,43	52,90	53,11	53,78	54,04	54,55
TiO ₂	0,60	1,30	0,89	1,09	1,40	1,80	1,10	0,79	0,52	0,95	1,34
Al ₂ O ₃	18,08	18,03	19,08	17,26	14,12	11,03	17,60	18,07	19,82	17,90	16,65
Fe ₂ O ₃	2,61	1,97	2,12	1,47	1,77	8,71	3,21	2,21	0,80	1,92	2,75
FeO	7,22	7,67	6,04	7,22	6,76	5,60	5,45	5,98	6,83	6,47	5,32
MnO	0,09	0,08	0,08	0,08	0,15	0,23	0,18	0,13	0,09	0,07	0,13
MgO	7,66	6,38	7,07	7,75	7,17	6,15	5,28	5,72	5,55	5,68	5,72
CaO	9,00	8,67	10,17	8,69	7,76	8,19	8,96	8,88	8,42	8,32	7,47
Na ₂ O	2,75	3,23	2,58	2,62	3,80	2,92	3,76	3,15	2,78	3,85	4,00
K ₂ O	1,14	1,01	0,82	1,15	1,22	1,44	1,25	0,84	1,17	1,22	1,34
P ₂ O ₅	0,34	-	-	-	-	0,43	-	-	0,28	-	0,47
H ₂ O ⁻	0,24	-	-	-	0,20	0,93	0,30	-	0,23	-	0,15
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	3,65	0,45	0,07	-	-	-	0,43
S	0,11	-	-	-	0,08	-	-	-	0,09	-	0,08
Всего	100,49	99,06	99,87	98,871	100,34	100,31	100,06	98,88	100,36	100,42	100,40

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	7,8	8,9	7,1	7,5	10,3	8,5	8,3	8,5	8,1	10,3	10,8
c	8,3	7,9	9,5	7,7	4,3	3,1	8,0	8,2	9,7	6,8	5,7
b	25,1	23,1	23,3	24,1	25,2	29,6	20,9	20,8	18,2	20,7	20,5
s	58,8	60,1	60,1	60,7	60,2	58,8	62,8	62,5	64,0	62,2	63,0
f'	36,9	39,7	33,5	33,8	31,8	42,7	39,8	38,1	41,4	46,0	36,3
m'	52,2	48,2	53,0	54,7	47,8	34,6	44,2	47,8	53,5	37,8	47,0
c'	11,0	23,1	13,5	11,6	20,4	22,6	16,0	14,1	5,1	16,2	16,7
a'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
n	78,6	82,6	82,0	78,0	82,9	75,4	76,3	84,4	78,3	82,0	82,0
φ	9,0	7,2	23,4	5,10	6,0	24,5	13,4	9,4	3,9	7,9	1,7

ПРИМЕЧАНИЯ: 1. Базальт, конус в районе вулкана Кекукнайского – дол геологов (Эрлих, 1960). 2. Базальт, конус Терпук, колл. А.А.Важеевской, обр. № 1008, ан. Милованова. 3. Базальт, конус на склоне вулкана Копкан, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 225, ан. М.Н.Зорина. 4. Базальт, Седанкинский лавовый поток, юго-западная оконечность, колл. Н.В.Огородова, обр. № 189, ан. Л.Г.Пинчук. 5. Базальт, конус с отм. 1023 м в верховье р.Саданки, колл.А.А.Важеевской, обр. № 1019, ан.И.М.Бендер. 6. Базальт, конус Терпук, колл. А.А.Важеевской, обр. № 1003, ан.И.Н.Ершова. 7. Базальт, конус с отм. 1023, в верховье р. Седанки, колл. А.А.Важеевской, обр. № 1019, ан.З.И.Белецкая. 8. Базальт, конус с отм. 957, № Анаунского р-на, колл. Н.В.Огородова, обр. № 201, ан. Е.К.Серафимова. 9. Базальт, конус Анаунского р-на, колл.Н.Н.Кожемяки, обр. № 233, ан.Пригорян. 10. Базальт, конус верховья р. М.Тигиль, колл.Н.В.Огородова, обр. № 881, ан.Слащева. 11. Базальт, конус с отм. 1390, севернее вулкана Черного, колл. А.А.Важеевской, обр. № 14, ан. Л.Г.Пинчук. 12. Базальт, конус верховья р. Тигиль, колл.Н.В.Огородова, обр. № 175, ан. Е.К.Серафимова. 13. Базальт, конус верховья р. М.Тигиль, колл. Н.В.Огородова, обр. № 84, ан. Л.Г.Пинчук. 14. Базальт, конус верховья р. М.Тигиль, колл. Н.В.Огородова, обр. № 105, ан. Слащева. 15. Базальт, Седанкинский лавовый поток, колл. Н.Н.Кожемяки, обр. № 622, ан. И.Н. Ершова. 16. Базальт, конус в р-не вулкана Кекукнайского (Эрлих, 1960а). 17.Базальт, конус северо-западнее вулкана Хувхойтун, колл. Н.В.Огородова, обр. № 6. 18. Базальт, конус с отм. 1010 м Анаунского р-на, колл. Н.В.Огородова, обр. № 216, ан.Зорина. 19. Базальт, конус к юго-востоку от вулкана Калгауч, колл. Н.В.Огородова, обр. № 139, ан. Л.Г.Пинчук. 20.Базальт, конус верховья р.М.Тигиль, колл. Н.В.Огородова, обр. № 100, ан.Слащева. 21. Базальт, конус Южный Черпук (Огородов, 1962а).

Таблица 8

Химические составы лав вулкана Ичинского и некоторых отдельных лавовых потоков и экструзий (Q_3-Q_4)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	50,60	55,66	57,95	59,16	59,18	61,14	62,51	62,78
TiO_2	1,05	0,96	1,17	0,75	0,96	0,73	0,77	0,58
Al_2O_3	13,35	16,17	17,46	18,56	17,21	14,12	15,71	15,56
Fe_2O_3	5,05	5,06	1,95	2,47	2,60	4,67	3,20	4,73
FeO	5,69	3,78	5,26	4,10	3,96	3,56	2,21	1,15
MnO	0,13	0,13	0,13	0,05	0,11	0,11	0,11	0,07
MgO	10,32	4,46	3,82	3,49	3,07	2,59	1,86	2,24
CaO	9,84	7,38	7,06	6,80	6,54	5,83	4,45	4,50
Na_2O	3,61	3,54	3,82	2,99	3,43	3,47	3,37	3,78
K_2O	1,22	1,56	1,92	1,19	2,04	2,20	3,00	2,67
P_2O_5	0,04	0,17	—	0,23	0,17	0,17	0,17	2,32
H_2O^-	0,28	0,55	0,05	0,55	0,51	0,51	0,75	0,06
H_2O^+	0,20	0,99	0,07	—	0,11	0,42	1,51	0,25
S	0,03	—	—	0,08	0,02	—	0,01	0,07
Всего	100,41	100,41	100,66	100,42	99,49	99,52	99,63	100,76

Характеристики по А.Н.Заварицкому

a	9,2	10,1	11,4	8,6	10,6	10,9	12,2	12,5
c	3,7	5,9	6,2	8,6	6,5	3,9	4,7	2,9
b	32,2	18,9	14,6	12,4	13,1	14,9	9,1	11,6
s	54,9	65,1	67,8	70,4	69,8	70,3	74,0	73,0
f'	25,8	43,2	37,7	50,6	46,8	49,7	55,4	44,9
m'	50,9	39,9	44,8	49,3	40,9	29,6	35,4	32,9
c'	23,3	16,9	17,5	0,1	12,3	20,7	9,2	22,2
a'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	80,0	76,7	75,1	79,2	72,4	70,0	63,2	67,7
ϕ	1,5	1,3	1,5	0,9	1,1	0,8	0,9	0,7
t	9,9	23,4	11,6	17,6	17,0	26,5	30,7	34,7

Таблица 8 (продолжение)

9	10	11	12	13	14	15	16	17
62,78	63,59	63,64	64,00	64,10	64,82	65,71	65,88	66,12
0,65	0,70	0,69	0,64	0,53	—	0,66	0,78	0,37
13,48	15,61	15,59	16,25	15,96	18,53	15,61	16,43	16,00
3,56	3,14	2,98	3,18	3,68	3,38	1,57	1,45	5,10
2,85	2,49	2,52	2,00	1,62	0,12	2,50	1,88	0,14
0,07	0,10	0,07	0,18	0,08	—	0,09	0,08	0,13
2,25	2,30	1,85	1,92	2,40	1,35	1,49	1,41	1,34
4,51	4,76	4,48	4,58	4,84	4,10	3,75	3,30	4,11
3,80	3,86	3,87	4,31	4,08	3,76	3,55	4,99	3,41
2,86	2,44	3,03	2,72	2,77	2,81	2,90	3,87	2,12
1,55	0,16	0,57	0,12	0,15	—	0,11	—	0,20
1,08	0,05	0,16	0,10	0,01	1,18	2,00	0,16	0,54
0,08	0,37	—	0,41	0,36	—	0,06	0,45	0,14
0,15	0,02	0,09	—	—	—	—	—	0,04
99,87	99,59	99,54	100,41	100,58	100,05	100,00	99,88	99,76

Характеристики по А.Н.Заварицкому

12,6	12,1	12,7	13,3	12,9	12,4	12,2	15,4	10,7
2,7	4,0	3,9	4,2	4,1	5,0	5,8	3,2	5,0
12,5	10,3	11,1	9,4	10,3	7,9	4,5	6,2	7,9
72,2	73,6	72,3	73,1	72,7	74,7	78,5	75,2	76,4
47,2	49,0	44,8	51,4	45,1	37,7	58,5	49,0	59,1
30,8	37,7	42,4	34,0	38,6	29,8	39,4	38,0	28,7
22,0	13,3	12,8	14,6	16,3	—	2,1	13,0	12,1
—	—	—	—	—	31,7	—	—	—
66,3	72,0	65,9	70,4	68,7	66,6	64,8	71,0	71,4
0,7	0,8	0,08	0,7	0,5	—	0,8	0,9	5,0
25,3	25,1	22,1	29,0	30,0	37,2	20,8	19,6	54,7

Таблица 8 (окончание)

Компо- ненты	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	66,28	66,47	66,86	68,12	71,37	71,38	71,82	73,05	74,56
TiO ₂	0,53	0,56	0,50	0,46	0,36	0,29	0,41	0,06	0,28
Al ₂ O ₃	14,05	15,32	12,80	15,90	12,73	14,29	13,56	15,83	13,84
Fe ₂ O ₃	3,68	2,35	4,89	2,00	1,66	2,51	0,85	0,43	0,46
FeO	1,95	1,93	1,72	1,15	1,90	0,28	1,17	0,36	0,81
MnO	0,10	0,10	0,06	0,11	0,06	0,11	0,09	0,02	0,11
MgO	1,73	1,40	1,74	1,03	0,43	0,44	0,43	0,28	0,39
CaO	3,62	3,28	3,54	3,22	1,20	1,21	1,56	1,63	1,55
Na ₂ O	4,54	4,52	3,31	4,13	4,39	4,69	3,45	5,18	3,85
K ₂ O	3,03	2,75	2,71	3,14	4,30	3,95	3,65	2,77	3,72
P ₂ O ₅	0,17	0,11	1,01	0,11	—	0,04	0,79	0,06	0,08
H ₂ O ⁻	0,16	0,12	0,22	0,07	0,20	0,15	0,20	0,32	0,27
H ₃ O ⁺	0,53	0,53	—	0,13	1,80	0,37	0,12	0,08	—
S	—	0,02	0,03	—	—	—	—	—	—
Всего	100,37	99,46	99,39	99,60	100,40	99,71	100,42	100,07	99,91

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

a	14,2	13,9	11,1	13,5	15,5	15,7	13,7	13,4	13,3
c	9,0	3,2	2,9	3,9	0,5	1,4	1,3	1,9	1,8
b	2,2	6,9	9,9	4,6	4,7	3,3	5,0	4,4	2,7
s	74,6	76,0	76,1	78,0	79,3	79,6	80,0	80,3	82,2
f ¹	44,8	54,5	58,2	60,3	68,0	45,5	37,3	16,7	43,9
m ¹	31,3	34,6	28,8	36,8	13,9	20,4	16,5	9,1	24,4
c ¹	23,9	10,9	13,0	2,9	18,1	—	5	—	—
a ¹	—	—	—	—	—	4,1	—	61,4	31,7
n	69,5	71,6	64,6	66,7	60,6	64,4	59,0	81,9	61,4
φ	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4	0,3	0,4	0,1	0,3
t	34,3	27,1	41,1	35,3	30,6	65,3	18,3	9,1	19,3
Q	11,6	21,0	27,1	25,1	27,1	26,4	35,3	31,9	35,8

ПРИМЕЧАНИЯ: 1. Базальт, сомма вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 2. Андезито-базальт, сомма вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 3. Андезит, Киреунский лавовый поток, колл. Н.В.Огородова, обр. № 82, ан. Мазалова. 4. Андезит, экструзия в верховьях р.Анавгай, колл. Н.В.Огородова, обр. № 79, ан. Л.Г.Пинчук. 5. Андезит, сомма вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 6. Андезит, сомма вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 7. Андезит, сомма вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 8. Андезито-дацит, конус вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 9. Андезито-дацит, конус вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 10. Андезито-дацит, конус вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 11. Андезито-дацит, конус вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 12. Андезито-дацит, конус вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 13. Андезито-дацит, экструзивный лавовый поток вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 14. Дацит, вулкан Ичинский (Эрлих, 1960а). 15. Дацит, вулкан Ичинский (Эрлих, 1960а). 16. Дацит, экструзия 1936,м, вулкан Ичинский (Маренина, 1962). 17. Дацит, гора Кабала (Эрлих, 1960а). 18. Дацит, конус вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 19. Дацит, экструзия 1936 м, вулкан Ичинский (Маренина, 1962). 20. Дацит, конус вулкана Ичинского (Маренина, 1962). 21. Дацит, экструзия Гигилен, вулкан Ичинский (Маренина, 1962). 22. Липарит, экструзии 1936 м, вулкан Ичинский (Маренина, 1962). 23. Липарит, дайка в экструзии, вулкан Ичинский (Маренина, 1962). 24. Липарит, экструзия верховья р. Быстрой (Эрлиз, 1960а). Липарит, экструзия верховья р. Быстрой (Эрлих, 1960а). 25. Липарит, экструзия г.Киньшок (Меняйлов, Набоко, 1947).

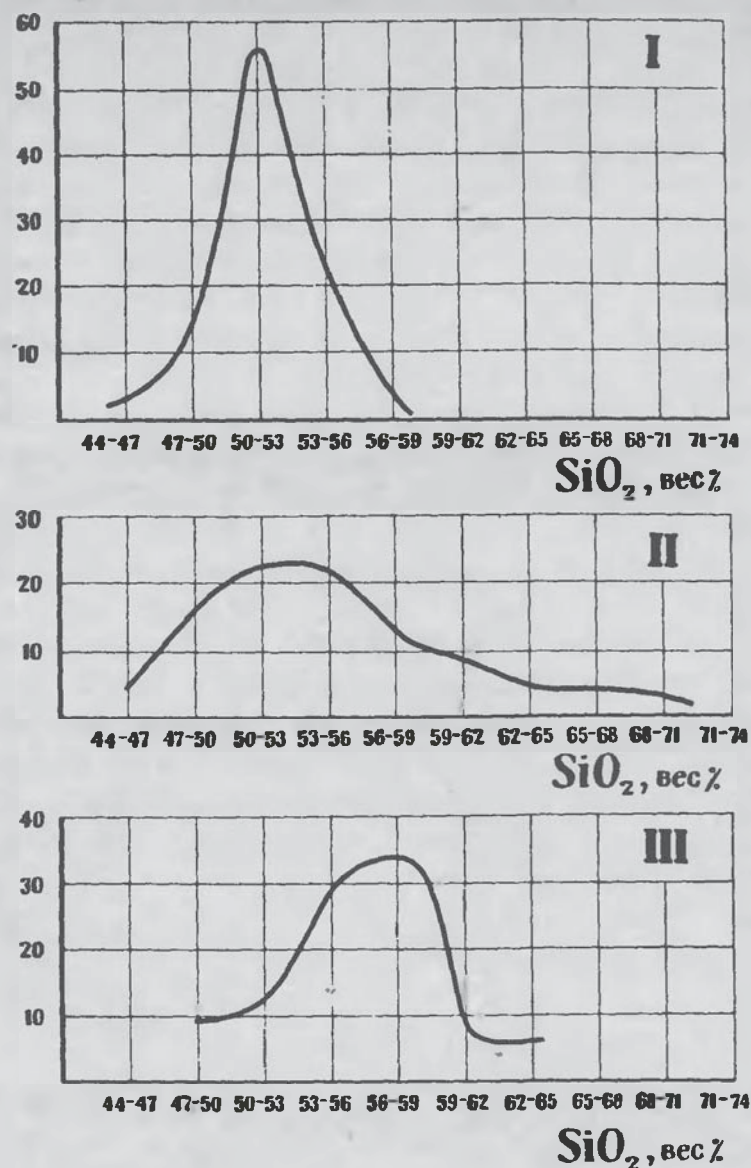


Рис. 16. Относительная частота встречаемости пород различной кислотности.

I – современные и позднечетвертичные лавы (67 анализов); II – среднечетвертичные и древнечетвертичные лавы (72 анализа); III – аллейские (позднемиоцен–плиоценовые) лавы – 43 анализа

тов. Максимум кривой приходится на андезиты с содержанием SiO_2 56–60%. Лавы первого этапа четвертичного цикла дают серию пород от базальтов с содержанием SiO_2 47% до риолитов с 72% SiO_2 . Максимум кривой приходится на андезито–базальты с 53–56% SiO_2 . Четкий максимум кривой в области базальтов дают лавы второго этапа четвертичного цикла – 55% всех имеющихся анализов содержит 53% SiO_2 . Рассматривая подобные диаграммы, необходимо оговориться, что они не всегда отражают истинное распределение пород различного состава в пределах района, так как количество проанализированных образцов не обязательно пропорционально объемам отдельных разностей излившихся пород. Однако, поскольку на территории Срединного хребта мы пытались как можно яснее охарактеризовать максимальное количество вулканических образований, можно считать, что полученные кривые все же близко отражают реальное соотношение.

Как следует из более подробных диаграмм по группам (рис. 17), в области базальтов располагается максимальное количество анализов как среди молодых щитовых вулканов, так и среди продуктов ареального вулканизма. Два максимума на кривой распределения наблюдаются для лав нижнечетвертичных плато. Первый из них приходится на базальты с содержанием SiO_2 = 51–52%. Базальты такого состава распределены в основном в южной части хребта. Второй максимум, более существенный, лежит в области андезито–базальтов (SiO_2 = 56%), которые распространены в более

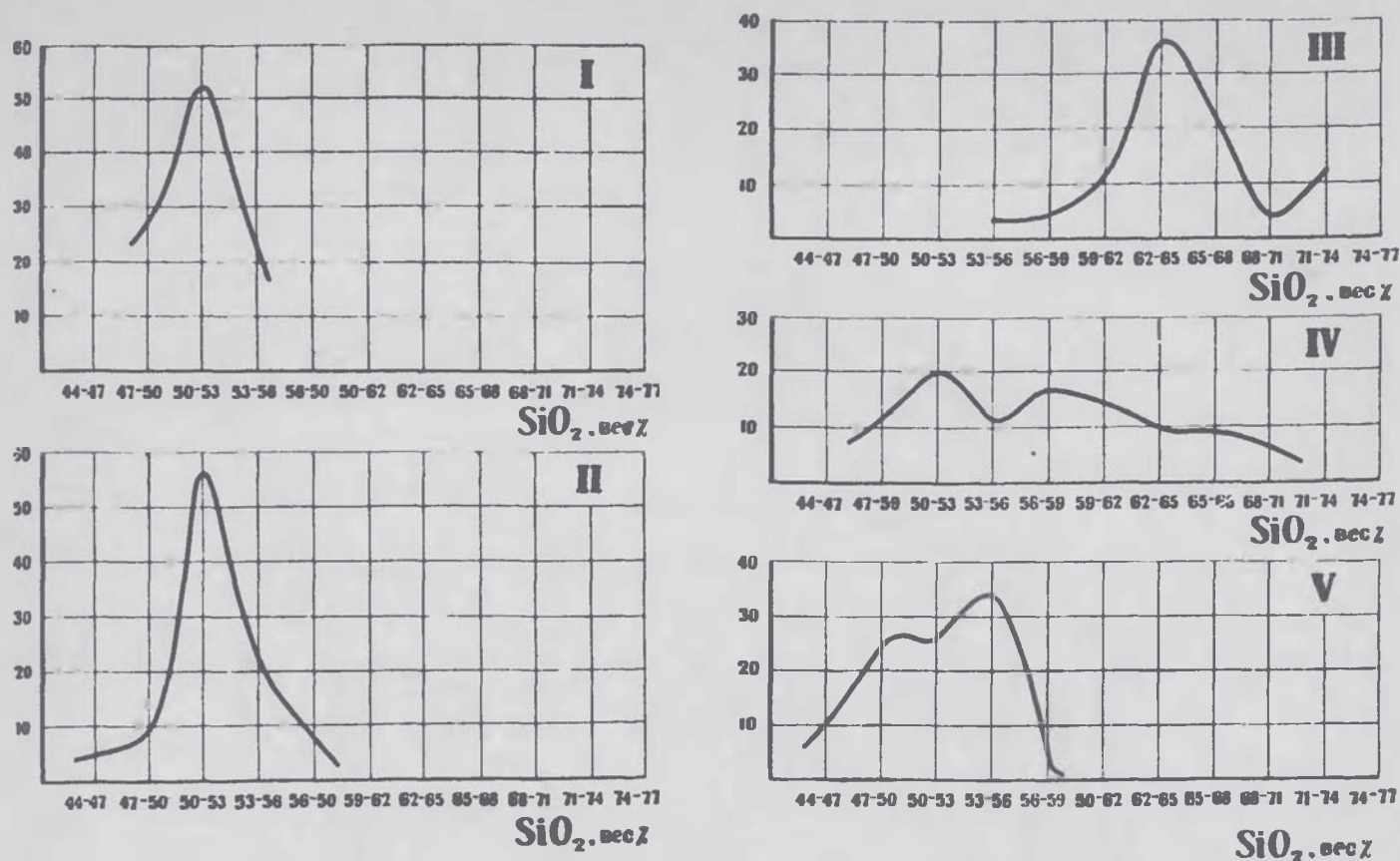


Рис. 17. Относительная частота встречаемости пород различной кислотности.

I – шлаковые и лавовые конусы ареального типа – $Q_3 - Q_4$ (21 анал.); II – щитовые и близкие к ним типы вулканов ($Q_3 - Q_4$) – 43 анал.; III – вулкан Ичинский и экстрезии – $Q_3 - Q_4$ – 26 анал.; IV – щитообразные дифференцированные вулканы ($Q_1 - Q_2$) – 37 анал.; V – платоэффузивы (Q_1) – 34 анал.

два максимума характеризуют лавы собственно вулканов. Первый из них отвечает, по-видимому, составу исходного расплава, а второй отражает состав наиболее распространенных дифференциатов – андезитов. Намечается еще третий очень пологий максимум при $SiO_2 = 68\%$, характеризующий состав экстрезий. Совершенно отличную картину дает Ичинский вулкан и отдельные кислые экстрезии. Кривая распределения пород имеет максимум в области $SiO_2 = 65\%$. Необходимо отметить, что количество отобранных анализов на Ичинском вулкане не отображает реального соотношения пород в вулкане. Количество отобранных анализов резко завышено для кислых пород, и совершенно единичные анализы характеризуют начальные излияния, которые представлены основными разностями пород.

Из приведенных диаграмм наглядно видно, что, во-первых, четвертичные лавы существенно отличаются степенью дифференциации магмы от аллейских лав, и, во-вторых, оба этапа четвертичного вулканизма также существенно различаются между собой степенью дифференциации магмы. Первый этап привел к образованию пород от базальтов до риолитов, дифференциация протекала гомодромно. Второй этап характеризуется очень небольшой степенью дифференциации от базальтов до андезито-базальтов и в очень редких случаях до андезитов. В целом для всего этапа дифференциация происходила антидромно. Для отдельных же вулканов наблюдается небольшая дифференциация, которая протекает как гомодромно, так и антидромно. Наибольший ряд дифференциации наблюдается у вулкана Анаун – от базальтов до андезитов, – который является некоторым исключением среди одновозрастных с ним вулканов Среднего хребта. В этом отношении можно провести аналогию между ним и некоторыми молодыми вулканами Восточной зоны, для которых также наблюдается гомодромная дифференциация от базальтов до андезитов. Совершенно особое положение занимает Ичинский вулкан. Как будет показано далее, породы Ичинского вулкана обнаруживают большие отличия по всем остальным петрохимическим признакам как от вул-

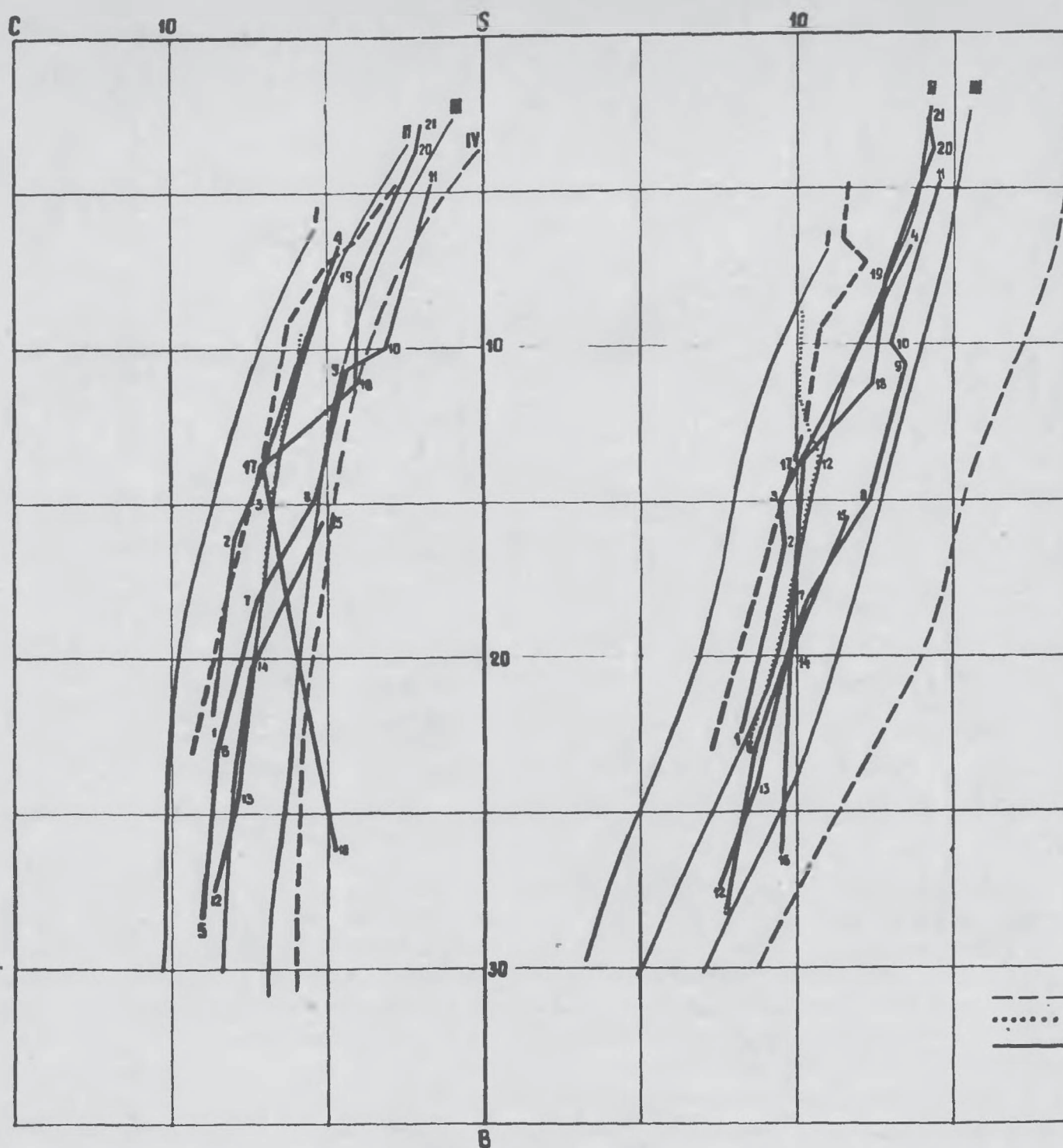


Рис.18. Диаграмма средних химических составов пород по А.Н.Заварицкому.

1 – лавы Центрально-Камчатской депрессии; 2 – лавы Восточного вулканического пояса; 3 – лавы Срединного вулканического пояса Камчатки (1-2-3-4 – алнейская серия; 5-6-7-8-9-10-11 – лавы первого этапа четвертичного цикла излияний; 12-14-15 – лавы второго этапа четвертичного цикла излияний; 16-17-18-19-20-21 – лавы вулкана Ичинского); I – линия Пеле, II – линия Лассен – Пик; III – линия Йеллоустонского парка; IV – линия Этны (на последующих диаграммах эти линии имеют то же самое обозначение)

Из рассмотрения диаграмм средних химических составов пород по А.Н.Заварицкому следует (табл.9), что все имеющиеся точки на правой части диаграммы располагаются правее вариационных линий пород Восточной зоны и Камчатской депрессии (рис.18). Таким образом, наши данные также подтверждают высказывавшуюся ранее точку зрения о более щилочном характере четвертичных лав Срединного х

Таблица 9

Средние химические составы четвертичных лав
Срединного хребта

№ п/п	Пре- делы SiO ₂	К-во анал.	Компоненты									
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
			Алнейский комплекс									
1	48-52	8	50,04	0,77	18,27	5,52	4,01	0,23	6,15	8,55	2,75	1,13
2	52-56	14	54,74	0,76	18,31	5,19	2,77	0,19	3,69	7,70	3,29	1,24
3	56-60	16	57,58	0,75	17,45	4,46	3,59	0,14	3,42	6,84	3,15	1,57
4	60-64	5	64,41	0,52	17,63	2,46	1,21	0,12	1,09	3,66	3,98	3,16
			Нижне-среднечетвертичные эффузивы (первый этап)									
5	45-48	6	46,85	0,95	17,96	5,04	5,48	0,18	7,86	9,75	2,86	1,69
6	48-52	19	50,07	1,00	18,64	4,59	5,94	0,16	5,43	9,30	2,74	1,67
7	52-56	22	54,07	0,92	18,08	3,43	5,25	0,38	4,44	7,79	3,47	1,72
8	56-60	12	57,60	1,06	17,09	3,00	4,59	0,14	3,23	6,01	3,87	2,52
9	60-64	5	61,98	0,87	16,54	3,18	2,79	0,15	2,06	4,80	4,02	3,16
10	64-68	3	67,21	0,49	17,48	1,74	2,11	0,07	1,96	2,70	3,97	3,30
11	68-72	4	71,57	0,27	14,48	1,42	1,28	0,06	0,70	1,36	4,39	3,72
			• Верхнечетвертичные и голоценовые эффузивы (второй этап)									
12	46-48	5	47,22	1,10	18,14	5,05	6,01	0,08	7,46	10,12	2,64	1,04
13	45-52	30	50,46	1,17	17,89	3,15	6,38	0,12	6,48	9,39	3,17	1,09
14	52-56	26	53,38	1,08	17,82	2,82	5,77	0,14	5,08	8,42	3,41	1,33
15	56-60	3	56,36	1,24	17,54	2,21	4,85	0,17	3,75	6,65	3,92	1,87
			Вулкан Ичинский и экструзии									
16	48-56	2	53,13	1,01	14,76	5,05	4,73	0,13	7,39	8,61	3,57	1,39
17	56-60	3	58,76	0,96	17,74	2,34	4,44	0,09	3,46	6,80	3,41	1,71
18	60-64	7	62,92	0,68	15,19	3,64	2,39	0,20	2,14	4,73	3,78	2,70
19	64-68	8	65,78	0,56	15,59	3,26	1,48	0,09	1,61	3,82	4,02	2,77
20	68-72	4	70,67	0,38	14,12	1,75	1,12	0,09	0,58	1,79	4,16	3,76
21	72-74	2	73,80	0,17	14,83	0,44	0,58	0,06	0,33	1,59	4,51	3,24

депрессии. Андезито-базальты и андезиты алнейской серии имеют более известковый характер, чем в двух других сравниваемых зонах (Ротман, 1963). В дацитах вновь наблюдается повышенная щелочность. Таким образом, по сравнению с сериями пород Восточной зоны и Камчатской депрессии в алнейской серии Срединного хребта наблюдается пониженная скорость накопления щелочей от основных разностей к средним и повышенная – от средних и кислым. Еще медленнее накапливаются щелочи в процессе покисления основных пород первого этапа (5-6-7-8-9-10-11). Верхнечетвертичные и современные щитовые и ближе к ним типы вулканов, а также продукты ареального вулканизма, или породы второго этапа, обнаруживают, напротив, обеднение щелочами в более кислых разностях по сравнению с самыми основными (линия 12-13-14-15). Пород среднего состава эти комплексы, правда, не дают, так что здесь нельзя говорить о сколько-нибудь существенной дифференциации.

При рассмотрении по группам совершенно отличную картину обнаруживают лавы нижне-среднечетвертичных вулканов. От базальтов к андезито-базальтам наблюдается ускоренное повышение содержания щелочей по сравнению с четвертичными лавами других зон, от андезито-базальтов до андезитов также наблюдается повышение щелочей, но уже менее значительное. От андезитов до андезито-дацитов щелочность пород уменьшается и потом резко увеличивается вновь в дацитах. Довольно плавную линию дифференциации дают породы Ичинского вулкана и кислых экструзий (линия 16-17-18-19-20-21). Здесь в процессе дифференциации обнаруживается постепенное увеличение щелочности пород, несколько замедленное в основных разностях.

В соотношении щелочей между выделяемыми в Срединном хребте группами пород наблюдается некоторое отличие (рис.18). Так, в алнейских лавах по сравнению с лавами нижнечетвертичных плато и щитообразных вулканов содержится повышенное количество Na_2O и по сравнению с продуктами верхнечетвертичных и современных вулканов и шлаковых конусов увеличена роль K_2O . Причем, если в вулканах величина p близка к базальтам алнейской серии, то в верхнечетвертичных и современных шлаковых и лавовых конусах она отличается более существенно ($p = 85,5$). В лавах Ичинского вулкана величина p меняется от базальтов к дацитах от 80,6 до 64,7. Таким образом, кислые разности оказываются более богатыми K_2O по сравнению с основными. Это справедливо для всех выделяемых комплексов, но в особенности характерно для пород Ичинского вулкана.

Общей чертой алнейских и нижне-среднечетвертичных лав является пересыщение алюминием андезито-дацитов с содержанием SiO_2 65%. В то же время лавы Ичинского вулкана дают разности, пересыщенные алюминием при 71% SiO_2 . Этим они также отличаются от алнейского и нижнечетвертичного комплекса. Верхнечетвертичный и современный комплекс лав, как уже указывалось, кислых разностей не дает и, следовательно, не имеет пород, пересыщенных алюминием.

В поведении цветных компонентов некоторое отличие от других пород обнаруживают лавы верхнечетвертичных и современных вулканов и шлаковых конусов. Отличие заключается в меньшей железистости, величина f^1 составляет 37-38, в то время как при таком же значении SiO_2 в лавах алнейской серии она составляет 40-46, в нижнечетвертичных плато – 47, в нижне-среднечетвертичных вулканах – 42. Пониженная железистость верхнечетвертичных пород происходит, главным образом, за счет повышения роли мафического кальция. Величина c^1 варьирует от 15,8 до 20, в то время как в остальных группах, за исключением вулкана Ичинского, она не превышает 12 при том же значении SiO_2 . В этом отношении сходство с верхнечетвертичными и современными щитовыми вулканами и шлаковыми конусами имеет Ичинский вулкан, базальты которого содержат такое же количество мафического кальция и еще менее железисты. Степень магнезиальности во всех лавах примерно одинакова, о чем свидетельствуют близкие значения величины m .

Наибольший интерес, по нашему мнению, представляет анализ сводных диаграмм вариационных кривых четвертичных эффузивов по методу А.Н.Заварицкого (рис.19, 20). Существенных различий в расположении линий по отдельным этапам не наблюдается. Можно только видеть, что линии плато и лав второго этапа располагаются

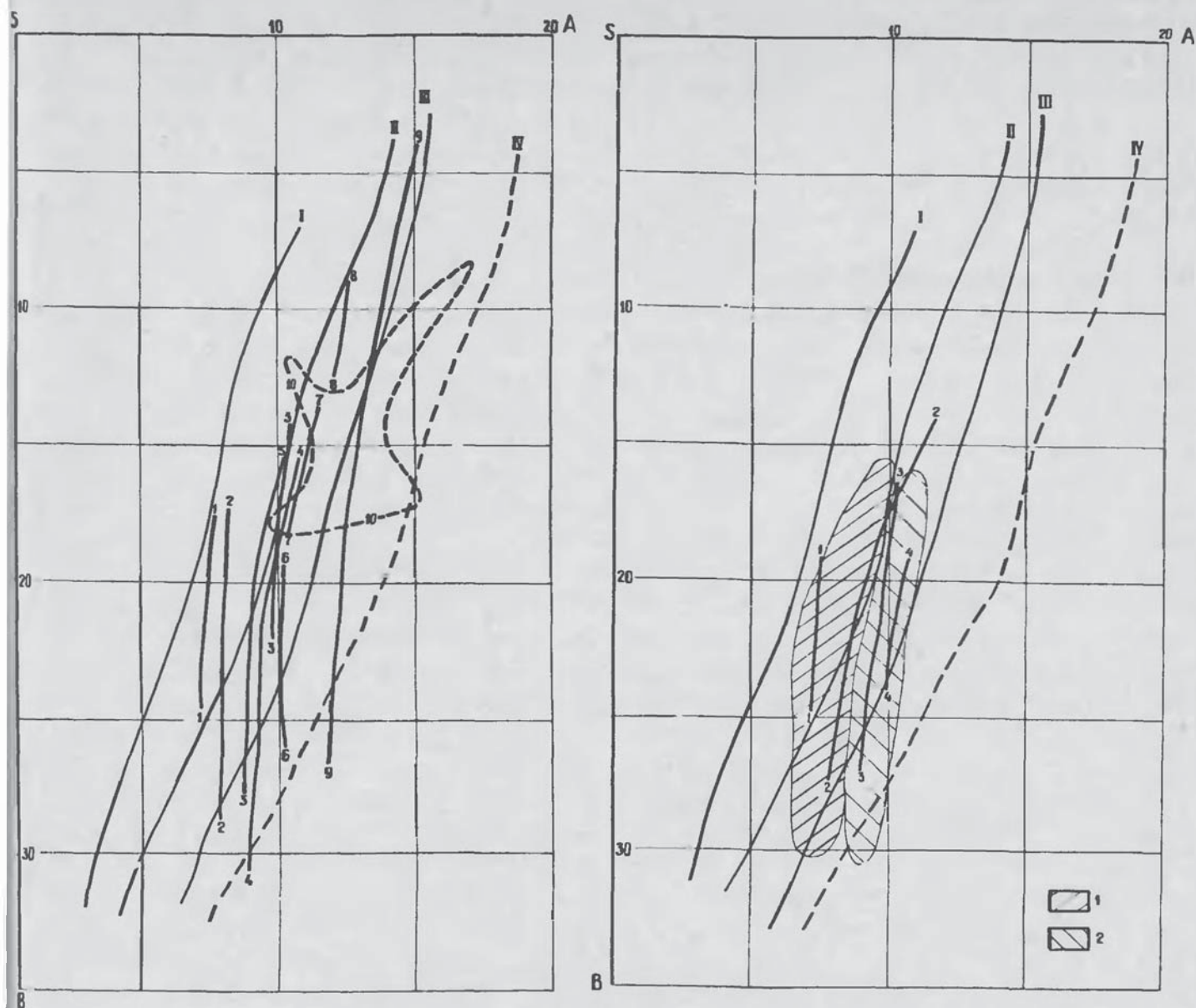


Рис.19. Сводная диаграмма лав первого этапа четвертичного цикла излияний по А.Н.Заварицкому. Вариационные линии следующих районов и вулканов:
 1-1 – платоэффузивы района верховья р.Анавгай, 2-2 – платоэффузивы района северной части Срединного хребта; 3-3 – вулкан Большая Кетепана; 4-4 – платоэффузивы района верховий рек Быстрой, Андриановки, Кирганик; 5-5 – вулкан Переваловый; 6-6 – вулкан Калгнитунуп; 7-7 – вулкан Малая Кетепана; 8-8 – вулкан Малый Чейчебонай; 9 – платоэффузивы района южнее вулкана Ичинского; 10-10 – вулкан Ук-сичан

Рис.20. Сводная диаграмма лав второго этапа четвертичного цикла излияний по А.Н.Заварицкому. 1 – поле распространения пород южной части вулканической зоны; 2 – поле распространения пород северной части вулканической зоны. Вариационные кривые вулканов: 1-1 – Бунанья; 2-2 – Анаун; 3-3 – Белый; 4-4 – Кэбеней

циации. Если сравнивать эти углы наклона с углами наклона вариационных кривых по Бурри, то четко устанавливается, что наиболее распространенный среди лав Срединного хребта тип дифференциации характеризуется замедленным накоплением щелочей. Это четко проявляется как для отдельных вулканических центров, так и для обоих этапов в целом.

Рассматривая сводную диаграмму вариационных линий районов и отдельных вул-

пересекают вариационные кривые Пеле, Лассен-Пик, Йеллоустонского парка и Этны. Наименее щелочными породами являются четвертичные покровы, распространенные в северной части хребта и в верховьях р. Анавгай (линии 1-1 и 2-2), рой точек которых располагается между вариационными кривыми Пеле, Лассен-Пик и отчасти Йеллоустонского парка. Отмечается повышенная щелочность базальтов, слагающих крупные щитообразные вулканы, тяготеющие к западным склонам хребта и к Западно-Камчатской низменности, — Большая Кетепана (линия 3-3), Переваловый (линия 5-5), Калгнитунуп (линия 6-6), Малая Кетепана (линия 7-7), Малый Чекчебонай (линия 8-8). Вариационные кривые этих вулканов на диаграмме располагаются между вариационными кривыми Лассен-Пик и Йеллоустонского парка, но при этом пересекая последнюю. Наибольшей щелочностью при далеко зашедшей дифференциации характеризуются породы района к югу от вулкана Ичинского (линия 9-9), т.е. занимающие самое южное положение в Срединном хребте. Основные разности пород, распространенные в нижних частях разрезов платообразных останцов вулкана Черпук, по химическому составу близки к вариационной кривой Этны и являются переходными между типичными щелочными и известково-щелочными. Несколько иную картину имеют лавы вулкана Уксичан (линия 10-10). Они обнаруживают значительный разброс точек на диаграмме, занимая пространство от вариационной линии Лассен-Пик до поля щелочных пород правее вариационной линии Этны, тяготеют то к андезитам, то к трахитам. Здесь проявляются две тенденции дифференциации: одна без накопления щелочей, приводящая к породам, пересыщенным алюминием, другая с резким возрастанием щелочей до появления щелочных разностей, таких, как трахиты и трахиандезиты.

Таким образом, можно сделать вывод, что, во-первых, щелочность пород первого этапа четвертичного цикла излияний увеличивается с севера на юг и с востока на запад, и, во-вторых, дифференциация лав происходит с замедленным накоплением щелочей.

Второй этап четвертичного цикла излияний в целом характеризуется антидромным ходом дифференциации, хотя на отдельных вулканах отмечается как антидромный, так и гомодромный ход дифференциации. Степень дифференциации вулканических центров, как правило, крайне мала, от базальтов до андезито-базальтов или наоборот. Исключение составляет только один вулкан Анаун, где дифференциация происходит от базальтов до андезитов.

Поле распространения роя фигуративных точек лав второго этапа излияний (рис. 20) занимает пространство от вариационной линии Пеле вплоть до пересечения в нижней части диаграммы вариационной линии Этны, т.е. основные разности пород имеют повышенную щелочность. И, наконец, при сравнении роя точек пород различных районов хребта четко обнаруживается, что породы северной и южной части хребта имеют различную щелочность. Рой точек базальтов Уксичанского, Анаунского района, а также верховий рек Малого и Большого Тигиля располагается на диаграмме А.Н.Заварицкого несколько левее на плоскости ASB по сравнению с однотипными лавами Седанкинского и Северного районов (поле 1 и 2 на рис. 20). Вариационные линии при гомодромном типе дифференциации отдельных вулканов в общем аналогичны вариационным линиям вулканов первого этапа излияний. Угол наклона их также составляет $0-5^\circ$, т.е. в процессе дифференциации происходит замедленное накопление щелочей. Вариационные линии вулканов Бунаньи (линия 1-1), Белого (линия 3-3) и Кебенэй (линия 4-4) пересекают вариационные линии по Бурри. Исключение составляет вулкан Анаун (линия 2-2). В начальные стадии деятельности дифференциация происходит аналогично другим вулканам, а на заключительных — наблюдается ускоренное накопление щелочей, что и отличает его от вулканов второго этапа излияний. Таким образом, даже в пределах, столь однотипных по времени, условиям формирования и петрографо-химической близости пород, какими являются лавы второго этапа четвертичного цикла излияний, наблюдается разнообразие в щелочности, связанное с перемещением не с востока на запад, а с севера на юг. Границей более щелочных и менее щелочных пород является вулкан Анаун. Наименее щелочными породами являются

сем без увеличения их содержания. Более щелочной характер четвертичных лав Срединного хребта по сравнению с другими зонами Камчатки объясняется, на наш взгляд, более щелочным составом исходной магмы, подвергшейся впоследствии дифференциации.

Индекс Пикока как для пород алнейской серии, так и для нижнечетвертичных плато, ниже-среднечетвертичных вулканов и верхнечетвертичных современных щитовых вулканов близок и равен 59,5. Некоторое отличие обнаруживают продукты ареального вулканизма, имеющие индекс Пикока, равный 58,5, и лавы Ичинского вулкана и самостоятельных кислых экстрוזий, имеющих индекс Пикока, равный 60,5. Как видно, отклонения эти незначительны. При этом нужно оговориться, что фигуративные точки продуктов ареального вулканизма на диаграмме располагаются гораздо левее точки пересечения кривых CaO и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, т.е. в данном случае из-за отсутствия кислых разностей мы не можем считать индекс Пикока определенным достаточно точно. Что же касается Ичинского вулкана и экстрוזий, то в этом случае мы не склонны относить отклонение за счет неточности построения, так как имеющиеся точки располагаются как до, так и после пересечения линий. Интересно, что отклонение происходит в сторону большей известковистости. Значение индекса Пикока соответствует границе известково-щелочных лав с кальциевыми.

Таким образом, на первый взгляд получается как бы несоответствие по щелочности между диаграммами по А.Н.Заварицкому и индексами Пикока, которые тяготеют не к щелочным типам пород, а к кальциевым. Это несоответствие объясняется тем, что породы основного состава в исследуемом районе являются более щелочными, чем типичные основные породы известково-щелочной серии, тогда как кислые дифференциаты – наоборот.

Х.Куно (Куно, 1959) предлагает сравнивать одинаковые стадии фракционной кристаллизации магм различных серий пород при помощи щелочно-известкового индекса. В отличие от соответствующего индекса Пикока, щелочно-известковый индекс Куно соответствует абсциссе $\text{MgO} \cdot 100 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O}$ точки $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Почти все четвертичные лавы имеют индекс Куно, примерно равный 17 при значении $\text{CaO} = 6$, т.е. и по классификации Х.Куно они также попадают в известково-щелочную серию. Некоторое отклонение дают лавы Ичинского вулкана и кислых экстрוזий. Индекс Куно для них равен примерно 18,5 при том же значении CaO . Поскольку значение CaO для точки пересечения линий остается тем же, то такое отклонение следует относить за счет более медленного убывания $\text{MgO} \cdot 100 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Это медленное убывание связано, на наш взгляд, с более медленным накоплением щелочей по мере дифференциации. Индекс Куно для алнейских лав равен 11,5 при значении $\text{CaO} = 5,8$, т.е. по классификации Куно их следует относить к толеитовой серии.

Характер изменения содержания основных окислов с повышением кислотности пород отражен на вариационной диаграмме Харкера (рис.21). Отчетливо видно, что с увеличением кремнекислоты происходит сильное уменьшение содержания магния, суммы железа, кальция, алюминия. Щелочи и кальций в алнейских и четвертичных лавах ведут себя одинаково. В целом в алнейских лавах содержится несколько меньшее количество Na_2O по сравнению с четвертичными при почти одинаковом количестве K_2O . Отличие обнаруживается различием в поведении магния и железа. Кривая, характеризующая изменение $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в процессе изменения SiO_2 является секущей по отношению к таким кривым для четвертичных лав, т.е. убывание железа по мере дифференциации происходит более медленно. Обратная закономерность прослеживается в изменении магния. Наблюдается ускоренное его убывание в алнейских лавах по сравнению с четвертичными. Среди четвертичных лав на диаграмме Харкера наибольшее отличие обнаруживает Ичинский вулкан. Лавы его обеднены кальцием, магнием и железом. Характер изменения этих компонентов такой же, как и в ниже-среднечетвертичных вулканах. Содержание щелочей в лавах Ичинского вулкана близко к таковому в остальных четвертичных образованиях. Интересно, что количество Na на начальных стадиях дифференциации остается неизменным и затем несколько увеличи-

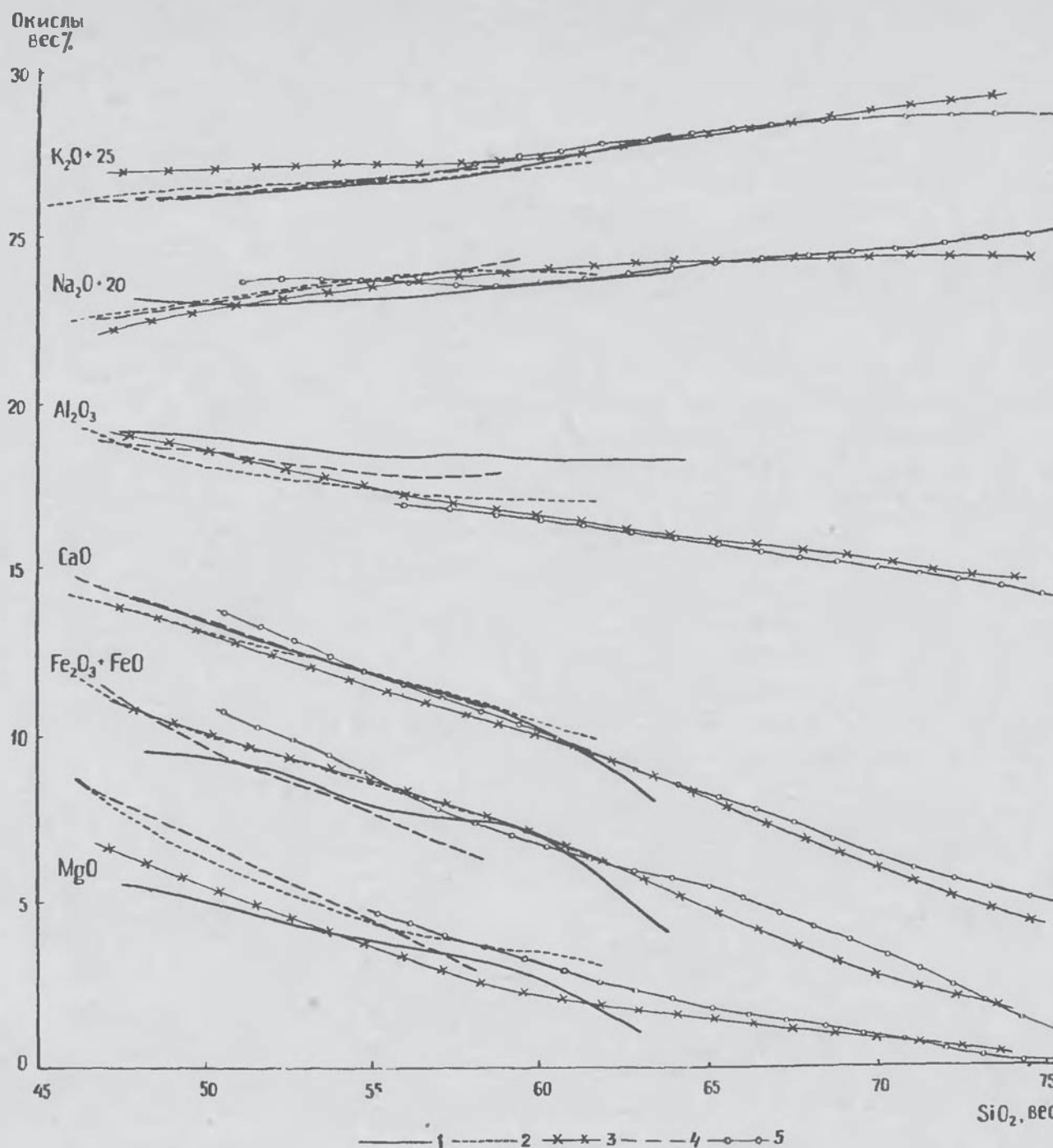


Рис.21. Сводная вариационная диаграмма Харкера для основных породообразующих окислов пород.

1 — аллейская серия; 2 — нижнечетвертичные платоэффузивы; 3 — лавы нижне-средне-четвертичных вулканов; 4 — лавы верхнечетвертичных и голоценовых вулканов; 5 — эффузивы Ичинского вулкана

Несколько иначе ведет себя К, для него как раз характерна тенденция некоторого накопления на первой стадии дифференциации, в то время как на последней стадии эта тенденция снижается, в отличие от остальных четвертичных пород, для которых характерно более резкое увеличение К именно в самых кислых разностях.

Шлаковые конуса и щитовые вулканы на диаграммах Харкера очень сходны с нижне-среднечетвертичными лавами и отличаются меньшим содержанием железа и несколько большей скоростью уменьшения содержания Mg в более кислых разностях.

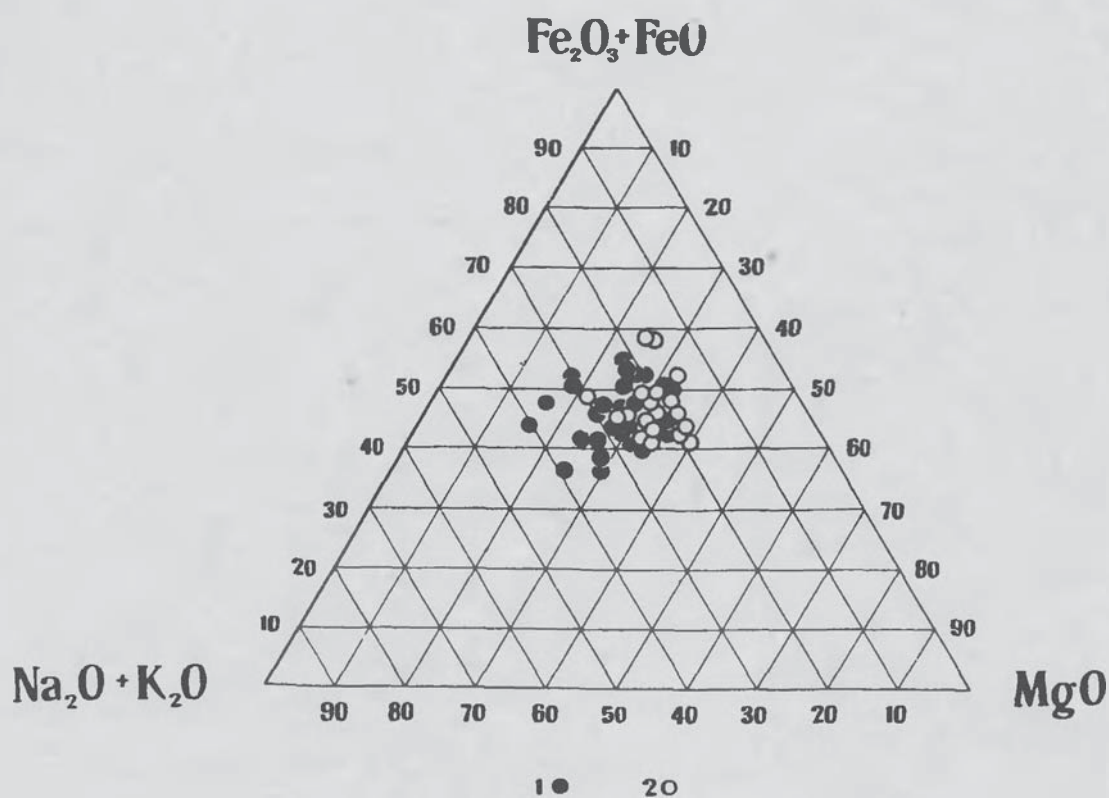
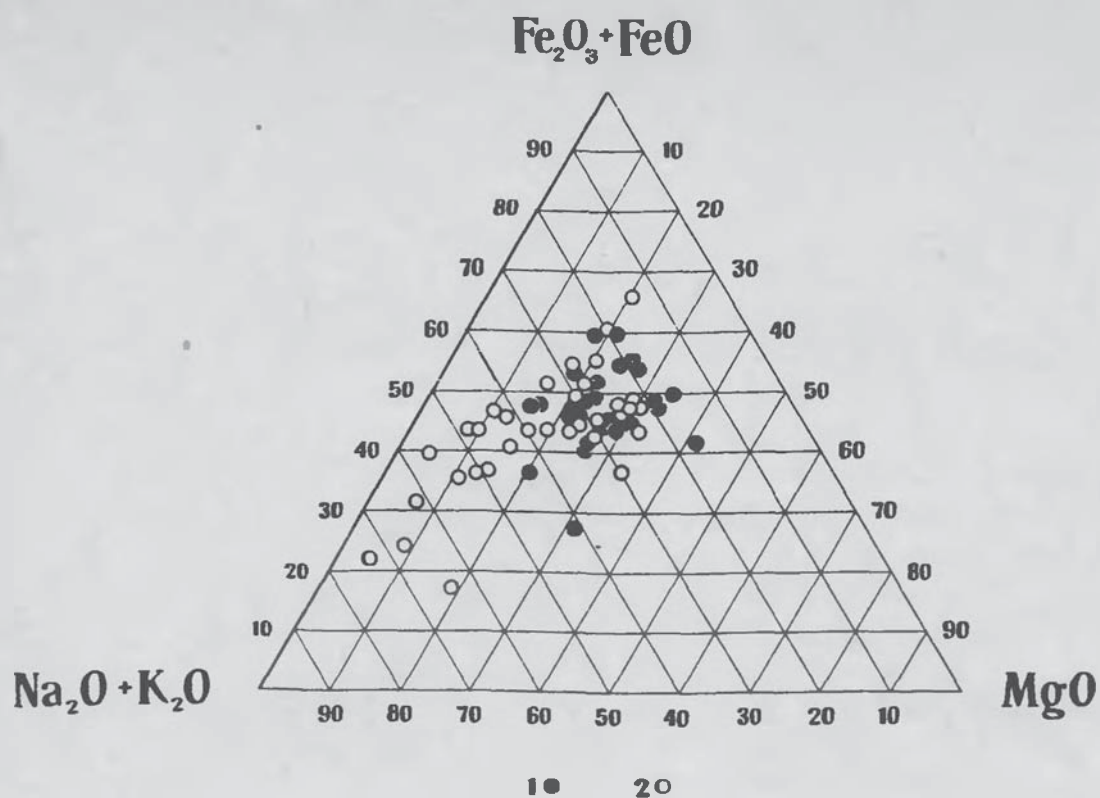


Рис.22. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{MgO}$ для пород первого этапа четвертичного вулканизма.

1 - нижнечетвертичные эффузивы (платоэффузивы); 2 - ниже-среднечетвертичные вулканы

Рис.23. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{MgO}$ для пород второго этапа четвертичного вулканизма.

1 - верхнечетвертичные и современные вулканы; 2 - продукты ареального вулканизма

ющие плато и вулканы среднечетвертичного возраста, в одинаковой степени обнаруживают очень слабую тенденцию к относительному накоплению железа в процессе дифференциации. Точки с максимальным содержанием железа лежат в области наибольшего разброса, характеризующей исходный состав магмы.

Интересную картину дает рассмотрение продуктов ареального вулканизма и молодых щитовых вулканов (рис.23). В первую очередь бросается в глаза очень кучное расположение точек, свидетельствующее об отсутствии дифференциации. Однако по мере развития щитовых вулканов по сравнению с ареальными несколько больше и смещено в сторону увеличения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, т.е. обнаруживается слабая дифференциация в щитовых вулканах без накопления железа. Район максимального сгущения точек, по нашему мнению, и является областью исходного состава расплава. В эту же область попадают самые основные разности ниже-среднечетвертичных вулканов и плато, а также алнейских лав. В результате последующей дифференциации породы алнейского возраста дают ряд, поле распространения которого располагается несколько ниже поля развития нижнечетвертичных вулканов.

Совершенно другую картину дают лавы Ичинского вулкана. Область их развития не захватывает область исходного состава, и дифференциация идет без обогащения железом.

Четвертичные лавы Срединного хребта ближе всего соответствуют гиперстеновой серии Х.Куно. Как было показано (Куно, 1950, 1959; Simpson, 1954; Tilley, 1950, и др.), в серии известково-щелочных пород (гиперстеновая серия Х.Куно) незначительное обогащение железом обнаруживается лишь на самых ранних стадиях кристаллизации, тогда как в продолжение всего его дальнейшего хода остаточный расплав обедняется железом и обогащается щелочами в результате фракционирования фельзических минералов, что подтверждается и нашими данными по четвертичным лавам Срединного хребта.

Рассмотренные выше петрохимические особенности четвертичных лав позволяют сделать следующие выводы:

1. Четвертичные эффузивы Срединного хребта Камчатки представляют собой типичные тихоокеанские известково-щелочные породы, изменяясь от типа с резко выраженным известково-щелочным характером – типа Пеле, до другого крайнего типа известково-щелочных пород, являющегося уже промежуточными между известково-щелочными и щелочными ассоциациями, – типа Этны. Но основная масса четвертичных эффузивов аналогична типам Лассен-Пик и Йеллоустонского парка с общим низким содержанием SiO_2 , с высоким содержанием CaO , устойчивым преобладанием Na над K и по сравнению с Восточной вулканической зоной и эффузивами Центральной депрессии несколько повышенным содержанием суммарной щелочности пород.

2. При сопоставлении химизма лав первого и второго этапов четвертичного цикла излияний выявляется, что начальные излияния обоих этапов представлены очень близкими по составу базальтами, отражающими состав единого родоначального расплава. Отличия в химизме лав первого и второго этапов обусловлены степенью дифференциации первичного расплава.

3. Лавы первого этапа, или ниже-среднечетвертичные эффузивы, характеризуются значительной степенью дифференциации (от базальтов до риолитов). Дифференциация как для этапа в целом, так и для отдельных вулканических центров, происходит гомодромно. Имеет место незначительное колебание щелочности пород от района к району в пределах хребта. В ее распределении наблюдается следующая тенденция: щелочность пород увеличивается с севера на юг и с востока на запад. Дифференциация лав в отдельных вулканических центрах происходит с замедленным накоплением щелочей.

4. Лавы второго этапа, или верхнечетвертичные и современные эффузивы, характеризуются небольшой степенью дифференциации от базальтов до андезитов-базальтов и в очень редких случаях до андезитов. Несмотря на то что дифференциация для этапа в целом происходит антидромно, для отдельных вулканических центров дифференциация протекает как антидромно, так и гомодромно. По основным петро-

5. В подавляющем большинстве дифференциация лав в отдельных вулканических центрах происходит или с очень замедленным накоплением щелочей или совсем без увеличения их содержания. Поэтому более щелочной характер четвертичных лав Срединного по сравнению с другими вулканическими зонами Камчатки объясняется более щелочным составом исходной магмы, а не спецификой дифференциации отдельных центров.

6. Особое положение среди четвертичных эффузивов занимают лавы вулкана Ичинского, что, по-видимому, связано со специфической деятельностью сильно дифференцированного магматического очага, обусловившего некоторое повышение щелочности продуктов в течение вулканической деятельности одновременно с увеличением их кислотности.

В. Рассеянные элементы

Петрохимическая характеристика лав Срединного хребта дополнена спектральным определением содержания редких и рассеянных элементов в различных районах.

Определение велось на следующие элементы: Be, As, Ti, P, Sb, Bi, Cd, Ag, W, Pb, Zn, Sn, Mo, V, Ga, Ge, In, Th, Cr, Co, Ni, Sc, Nb, Hg, Ta, Y, Yt, Zr, Sr, Ba, Cu, Mn, из которых только 17 (Be, Pb, Cu, Co, Ni, Mo, Ga, Cr, V, Ba, Sr, Zn, Mn, Ti, Zr) были встречены в количествах, превышающих пределы чувствительности для них. Сжигание проб велось на спектрографе ИСП-28 при следующем режиме: тридцать секунд для спекания пробы при силе тока 4 а, затем еще тридцать секунд при силе тока 20 а сжигали пробу в первой экспозиции и еще две-три минуты при той же силе тока — во второй экспозиции до полного выгорания пробы. Концентрация элементов в эталонах: 0,0005, 0,001, 0,002, 0,005, 0,01, 0,02, 0,5, 1,0%. Чувствительность спектральных анализов на Be, Mo, Cu — 0,0003%, на Pb, Sn, Ga, V, Ni, Co, Vr 0,001%, на Sr, Ba, Zn, Zr — 0,01%. Общее количество проанализированных проб 500.

Для большей точности были проведены повторные определения рассеянных элементов во всех пробах по приближенно-количественной методике. Для работы были использованы эталоны, составленные на основе из гранита для Be, Ag, W, Pb, Zn, Sn, Mo, Cu; V, Ni, Co, Sc, Y, Ti, Mn, Sr, Ba и для Cr, Gr и Ga на кварцевой основе. Чувствительность спектральных анализов была на Be—0,0001, Mo, Cu, V — 0,0001%, на Pb, Sn, Ga, Ni, Co, Cr, Sc, Y, Ti — 0,001%, на Sr и Ba—0,01%. Приближенно-количественные определения элементов подтвердили данные полуколичественного анализа, лишь содержание Ba по приближенно-количественному анализу более высокое.

В таблице 10 приводится распределение рассеянных элементов в основных породообразующих минералах четвертичных эффузивов и магнетите.

В магнетите резко повышены содержания Ti, V, Cr, Mn, Zn (до 0,8%). Присутствие же Co, Ni, Cu, вероятно, обусловлено изоморфным замещением ими Fe^{+2} . Ga, определенный в магнетите, по-видимому, замещает Fe^{+3} . В оливине определены — Ti, Cr, Mg, Co, Ni, Cu, Zn. Дополнительно к указанным выше элементам в пироксене определены — Zr, Sn, Sc, в роговой обманке — Ga, Sr, Zn, Pb, Sc и в биотите — Ga, Ba, Zr, Pb. V, Vn, Co в темнокветных минералах всех пород присутствуют примерно в равных количествах. Zn в магматическом процессе благодаря близости его радиуса к Fe^{+2} и Mg^{+2} накапливается в железомagneзиальных минералах.

Характерным для плагиоклазов является присутствие Ba, Sr, Pb, Ga, которые входят в кристаллическую решетку минерала, изоморфно замещая геохимически родственные элементы. В незначительных количествах содержатся также Ti, V, Cr, Ni, Mn, Cu, хотя они не могут изоморфно замещать Ca^{+2} , Na^{+1} . Возможно, что эти элементы концентрируются в пылевидных включениях рудных минералов в плагиоклазах.

Таким образом, можно сказать, что поведение рассеянных элементов контролируется породообразующими минералами. С уменьшением в лавах содержания

Распределение рассеянных элементов в минералах, %
(по данным полуколичественного спектрального анализа)

№ № образцов	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	
Магнетит									
173	0,8	0,20	0,50	0,007	0,005	0,005	0,005		0,
173-a	1,0	0,10	0,10	0,08	0,008	0,010	0,005	0,008	0,
81	1,0	0,50	0,50	0,05	0,008	0,050	0,005	0,08	0,
295	0,8	0,01	0,01	0,05		0,005	0,005	0,02	0,0
168	0,8	0,01	0,01	0,20		0,005	0,005	0,05	0,
73	1,0	0,20	0,20	0,05	0,005	0,005	0,005	0,05	0,
12	1,0	0,80	0,80	0,10	0,005	0,050	0,005	0,02	0,
29	1,0	0,50	0,50	0,08	0,1	0,010	0,005	0,08	0,
Оливин с магнетитом									
84	0,05	0,0005	0,02	0,1	0,01	0,008	0,005	0,05	
174	0,05		0,007	0,1	0,01	0,05	0,002		
Оливин									
73	0,01		0,008	0,05	0,008	0,008	0,001	0,01	
Пироксен									
173	0,5	0,01	0,001	0,03	0,005	0,005	0,005		
81	0,5	0,005	0,008	0,02	0,005	0,05	0,001	0,01	
254	0,5	0,01	0,008	0,01	0,005	0,008	0,005		

№№ образцов	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu
254p	0,02	0,002	0,008	0,07	0,002	0,002	0,005
168	0,08	0,002	0,002	0,01	0,005	0,008	0,002
168p	0,5	0,01	0,001	0,2	0,005	0,008	0,002
29	0,05	0,0008	0,001	0,08			0,005

Роговая обманка

173-a	0,8	0,005	0,002	0,1	0,002	0,002	0,005
12	0,8	0,005		0,3	0,005		0,005

Биотит

12	0,8	0,005		0,05	0,005		0,005
254	0,08		0,004	0,1	0,005	0,002	0,005

Плагиоклаз

173	0,08	0,008	0,005	0,002		0,008	0,005
173-a	0,8	0,08	0,005	0,005		0,005	
81	0,005	0,0008	0,001	0,002			0,0008
295	0,02		0,002	0,0002		0,002	0,002
254	0,005		0,001	0,005			
12				0,0005			
29	0,01			0,05			

Таблица 10 (окончание)

Zn	Ga	Sr	Ba	Zr	Sn	Sc	Pb
				0,005	0,002	0,005	
0,02	0,005	0,01		0,008			
0,02	0,005			0,01		0,005	0,05
	0,002		0,02	0,01			0,01
0,02				0,01			
	0,005	0,08	0,01				0,005
	0,005	0,02	0,002				
	0,005	0,05	0,05				0,008
	0,005	0,01	0,05				
	0,002	0,01	0,05				0,0008
	0,005	0,01	0,05				
	0,005		0,05				

Средние содержания рассеянных элементов в породах Уксичанского района

№ п/п	Назва- ние по- роды	Чис- ло анал	Э л е м е н т ы						
			Mo	Be	Pb	Zn	Cu	V	Ga
1	Базальт	16	—	$\frac{0.0001}{30}$	$\frac{0.001}{50}$	$\frac{0.0015}{30}$	$\frac{0.005}{100}$	$\frac{0.02}{100}$	$\frac{0.004}{100}$
2	Андезит	21	—	$\frac{0.0001}{40}$	$\frac{0.001}{40}$	$\frac{0.007}{50}$	$\frac{0.004}{100}$	$\frac{0.01}{100}$	$\frac{0.004}{100}$
3	Андеиты и анде- зито-ба- зальты	39	$\frac{0.001}{30}$	$\frac{0.0005}{30}$	$\frac{0.0015}{50}$	$\frac{0.01}{50}$	$\frac{0.004}{100}$	$\frac{0.01}{100}$	$\frac{0.004}{100}$
4	Дацинты	6	$\frac{0.001}{15}$	—	$\frac{0.0015}{50}$	$\frac{0.006}{50}$	$\frac{0.003}{100}$	$\frac{0.007}{100}$	$\frac{0.004}{100}$
5	Базальты	20	$\frac{0.001}{50}$	$\frac{0.001}{50}$	$\frac{0.001}{40}$	$\frac{0.01}{50}$	$\frac{0.005}{100}$	$\frac{0.02}{100}$	$\frac{0.004}{100}$

Примечание: 1,2 – породы фундамента вулкана, 3–4 – породы вулкана Уксичан, 5 – шлаковые конуса). Числитель – содержание в %, знаменатель – частота нахождения.

Средние содержания рассеянных элементов в шлаковых конусах

№ п/п	К-во образ- цов	Э л е м е н т ы							
		Mo	Be	Pb	Zn	Cu	V	Ga	Cl
1	12	-	-	0,001	0,01	0,0047	0,02	0,0035	0
2	20	0,0003	0,001	0,001	0,015	0,005	0,022	0,0035	0
3	18	0,0003	-	-	0,02	0,005	0,02	0,0025	0
4	27	-	-	-	0,01	0,005	0,02	0,0020	0
5	12	-	0,0001	0,001	-	0,004	0,02	0,0027	0

Примечание: 1 - шлаковые конуса в верховье р.Малого Тигиля; 2 - шлаковые конуса Половинная; 3 - шлаковые конуса Анаунского района; 4 - шлаковые конуса Западного района.

Средние содержания рассеянных элементов в лавах Западного района

Назва- ние по- роды	Кол-во образ- цов	Воз- раст	Э л е м е н т ы						
			Be	Pb	Zn	Cu	V	Ga	Cl
Дацил	3	Q ₁	-	0,001	-	0,0045	0,01	0,002	
Дацил	16	Q ₁ -Q ₂	0,001	0,001	0,005	0,0035	0,008	0,002	
Андезит- то-ба- зальт	6	Q ₂	-	-	0,01	0,0045	0,01	0,002	
Андезит	37		0,003	0,001	0,006	0,004	0,01	0,002	
Андезит	6	Q ₃	-	-	-	0,004	0,001	0,002	
Базальт	36	Q ₃ -Q ₄	-	0,001	0,01	0,005	0,02	0,002	

Сравнение средних содержаний рассеянных элементов в породах

№ п/п	Название породы	Кол-во образ- цов	Э л е м е н т ы						
			V	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	
1	Базальты и андези- то-база- льты	30	0,02	0,01	0,006	0,005	0,005	0,01	0
2	То же	14	0,052	0,0089	0,0061	0,0056	0,0063	-	
3	"	30	0,041	0,0108	0,0067	0,0064	0,01	0,0032	
4	"	5	0,0284	0,0010	0,00454	0,003	-	-	
5	"		0,02	0,02	0,016	0,0048	0,01	0,013	
1	Андезиты	63	0,015	0,006	0,0031	0,003	0,004	0,01	
2	"	21	0,028	0,0026	0,0033	0,0029	0,0034	-	
3	"	99	0,0242	0,0031	0,0025	0,0045	0,006	0,0002	
4	"	8	0,0227	0,0275	0,0135	0,0212	-	-	
5	Андезиты	-	0,01	0,005	0,0055	0,001	0,0035	0,0072	
1	Дацинты	17	0,01	0,0036	0,0013	0,001	0,0025	-	
2	"	10	0,0176	0,0012	0,0012	0,0017	0,0025	-	
3	"	9	0,0211	0,0012	0,0007	0,0011	0,0026	0,0017	
4	"	-	0,0063	-	-	0,00075	-	-	
5	Дацинты	-	0,0043	0,0025	0,0008	0,005	0,002	0,006	

Примечание: 1 - лавы Срединного хребта Камчатки; 2 - вулканические породы (Беркова, 1962); 3 - вулканы северной части хребта Вернадского (Горкун, и др., 1959); 5 - мировые кларки (Виноградов, 1962).

Усредненные данные по отдельным районам приведены в таблицах 11, 12 и 13. Сопоставление средних концентраций отдельных элементов в лавах Срединного хребта с данными по эффузивам других районов северо-западной части Тихоокеанского кольца и мировыми кларками приведено в табл. 14. Необходимо отметить, что содержание V, Cr, Ni, Co, Cu уменьшается, а Ba и Zr увеличивается с возрастанием кислотности пород, что соответствует общей закономерности. Содержание Sr с возрастанием кислотности пород также должно увеличиваться, но в породах Срединного хребта содержание его во всех разностях пород одинаково. Содержание V в изученных нами породах меньше, чем в среднем по Камчатке.

Из рассмотренного материала видно, что четвертичные эффузивы Срединного хребта, так же как и других районов Камчатки и Курильских островов, имеют геохимическую характеристику, близкую к аналогичным породам мира. При этом в нижне- и среднечетвертичных эффузивах наблюдается геохимическая специализация в отдельных вулканических центрах, выражающаяся в изменениях содержаний Mo, Ba, Ga, Sr, Be, Pb, что, вероятно, связано с особенностями дифференциации магмы в них. Содержания рассеянных элементов в верхнечетвертичных и современных эффузивах очень близки, что может говорить о единстве исходной магмы и однотипности процесса дифференциации.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ

Благодаря работам многочисленных исследователей (Власов, 1959а, 1964; Власов и др., 1963; Ротман, 1963; Эрлих, 1960; Жегалов, 1964; Апрельков, 1966а, 1968, и др.), главные аспекты геологического и тектонического строения Срединного хребта изучены лучше, чем других районов полуострова. В структурном отношении Срединный хребет является частью Центрально-Камчатской вулканической зоны, которая, по мнению Г.М.Власова и В.К.Ротмана, представляет собой внутреннюю вулканическую дугу, сложенную вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Существование крупной вулканической зоны обусловлено наличием глубинного разлома, который служит подводным каналом для магматических продуктов и четко выделяется в изолиниях на аэромагнитной карте полосой положительных магнитных аномалий, а на гравиметрической карте — региональной аномальной зоной поля силы тяжести, которая протягивается почти по оси полуострова.

Вначале рассмотрим вопрос о границах зоны четвертичного вулканизма. Ранее считалось, что она полностью совпадает с территорией Срединного хребта. В результате следовал вывод об общей приуроченности вулканической зоны к системе поднятий, сформировавшихся в четвертичное время на месте так называемой Центрально-Камчатской вулканической зоны миоцен-плиоценового возраста. Рассматривая общую структурную приуроченность четвертичного вулканизма Камчатки, Э.Н.Эрлих (1965) связывает зону четвертичного вулканизма Срединного хребта со структурой типа грабен-синклинали, выделяя ее под названием грабен-синклиналь Западной Камчатки. По его данным, грабен-синклиналь Западной Камчатки располагается между Козыревско-Быстринским сводом и Тигильской системой сводовых поднятий на юге, а на севере она представляет собой узкий грабен в водораздельной части хребта.

Однако структурная локализация районов проявления четвертичного вулканизма сложнее, чем это представлялось ранее (рис. 24). Из характеристики границ расположения вулканической зоны Срединного хребта, приведенной в первой главе, общее тектоническое положение четвертичной вулканической зоны выявляется достаточно четко. С севера и юга она как бы зажата выступами горст-антиклинальных систем и приурочена как к системе интенсивных тектонических поднятий, так и, частично, к району со стабильным тектоническим режимом — Западно-Камчатской равнине. Но если рассматривать четвертичный вулканизм не в целом, а по выделе-

Усредненные данные по отдельным районам приведены в таблицах 11, 12 и 13. Сопоставление средних концентраций отдельных элементов в лавах Срединного хребта с данными по эффузивам других районов северо-западной части Тихоокеанского кольца и мировыми кларками приведено в табл. 14. Необходимо отметить, что содержание V, Cr, Ni, Co, Cu уменьшается, а Ba и Zr увеличивается с возрастанием кислотности пород, что соответствует общей закономерности. Содержание Sr с возрастанием кислотности пород также должно увеличиваться, но в породах Срединного хребта содержание его во всех разностях пород одинаково. Содержание V в изученных нами породах меньше, чем в среднем по Камчатке.

Из рассмотренного материала видно, что четвертичные эффузивы Срединного хребта, так же как и других районов Камчатки и Курильских островов, имеют геохимическую характеристику, близкую к аналогичным породам мира. При этом в нижне- и среднечетвертичных эффузивах наблюдается геохимическая специализация в отдельных вулканических центрах, выражающаяся в изменениях содержаний Mo, Ba, Ga, Sr, Be, Pb, что, вероятно, связано с особенностями дифференциации магмы в них. Содержания рассеянных элементов в верхнечетвертичных и современных эффузивах очень близки, что может говорить о единстве исходной магмы и однотипности процесса дифференциации.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЭФФУЗИВОВ

Благодаря работам многочисленных исследователей (Власов, 1959а, 1964; Власов и др., 1963; Ротман, 1963; Эрлих, 1960; Жегалов, 1964; Апрельков, 1966а, 1968, и др.), главные аспекты геологического и тектонического строения Срединного хребта изучены лучше, чем других районов полуострова. В структурном отношении Срединный хребет является частью Центрально-Камчатской вулканической зоны, которая, по мнению Г.М.Власова и В.К.Ротмана, представляет собой внутреннюю вулканическую дугу, сложенную вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Существование крупной вулканической зоны обусловлено наличием глубинного разлома, который служит подводным каналом для магматических продуктов и четко выделяется в изолиниях на аэромагнитной карте полосой положительных магнитных аномалий, а на гравиметрической карте — региональной аномальной зоной поля силы тяжести, которая протягивается почти по оси полуострова.

Вначале рассмотрим вопрос о границах зоны четвертичного вулканизма. Ранее считалось, что она полностью совпадает с территорией Срединного хребта. В результате следовал вывод об общей приуроченности вулканической зоны к системе поднятий, сформировавшихся в четвертичное время на месте так называемой Центрально-Камчатской вулканической зоны миоцен-плиоценового возраста. Рассматривая общую структурную приуроченность четвертичного вулканизма Камчатки, Э.Н.Эрлих (1965) связывает зону четвертичного вулканизма Срединного хребта со структурой типа грабен-синклинали, выделяя ее под названием грабен-синклиналь Западной Камчатки. По его данным, грабен-синклиналь Западной Камчатки располагается между Козыревско-Быстринским сводом и Тигильской системой сводовых поднятий на юге, а на севере она представляет собой узкий грабен в водораздельной части хребта.

Однако структурная локализация районов проявления четвертичного вулканизма сложнее, чем это представлялось ранее (рис. 24). Из характеристики границ расположения вулканической зоны Срединного хребта, приведенной в первой главе, общее тектоническое положение четвертичной вулканической зоны выявляется достаточно четко. С севера и юга она как бы зажата выступами горст-антиклинальных систем и приурочена как к системе интенсивных тектонических поднятий, так и, частично, к району со стабильным тектоническим режимом — Западно-Камчатской равнине. Но если рассматривать четвертичный вулканизм не в целом, а по выделе-

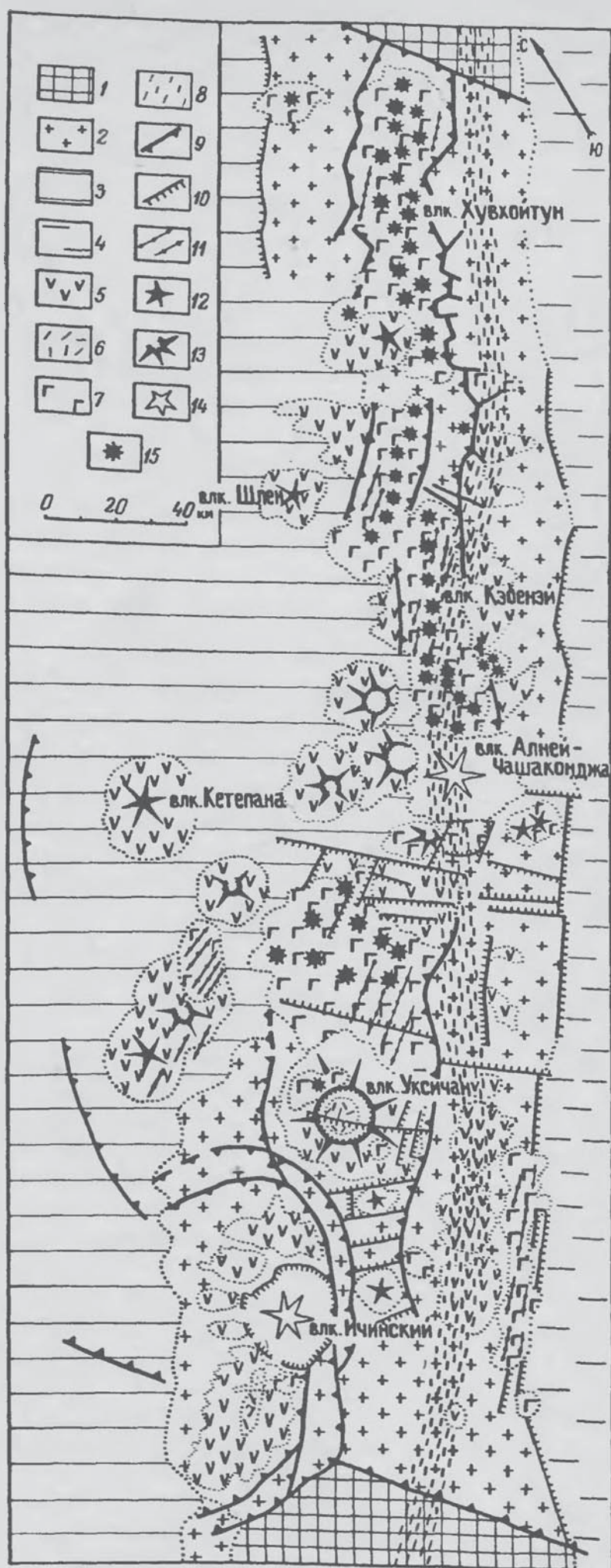


Рис.24. Схема тектонического строения четвертичной вулканической зоны Срединного хребта Камчатки.

1 - сводовые поднятия на мезозойском фундаменте; 2 - зона аккумулятивно-тектонических поднятий неогенового времени (зона третичного вулканизма); 3 - стабильная зона Западно-Камчатской прогиба; 4 - зона прогиба Центрально-Камчатской депрессии; 5 - эффузивный комплекс первого этапа четвертичного цикла излияний (базальты, андезиты, андезиты - (O_1-O_2)); 6 - экструзии первого этапа четвертичного цикла излияний (дациты); 7 - эффузивные комплексы второго этапа четвертичного цикла излияний (базальты); 8 - зона главного глубинного разлома Срединного хребта; 9 - разломы со значительной амплитудой смещения - главные разломы; 10 - разломы с незначительной амплитудой смещения - второстепенные разломы; 11 - разломы контролируемые серией шлаковых и лавовых конусов (трещины растяжения - ареальные зоны); 12 - крупные щитообразные дифференцированные вулканы без кальдер; 13 - крупные щитообразные дифференцированные вулканы с кальдерами вершинного типа; 14 - сложные (составные) вулканы; 15 - щитовые (базальтовые) вулканы

до Корякского нагорья. Но в рассматриваемых границах они имеют одинаковое распространение и на восточных склонах хребта, так и на западных и частично распространяются в пределах Западно-Камчатской равнины. Верхнечетвертичные и голоценовые эффузивы имеют более четкую структурную локализацию - в основной своей массе они тяготеют к приводораздельной части хребта с некоторым отклонением к его западным склонам.

Тектоническое строение фундамента четвертичных образований вулканической части Срединного

северный, западный. Южный участок, от р.Ичи до вулканического массива Алней-Чашаконджа, характеризуется наиболее сложным строением. Здесь выделяются следующие крупные структуры: 1. Вулкано-тектоническая кольцевая структура Ичинского вулканического района; 2. Козыревско-Быстринская система горст-антиклинальных поднятий; 3. Грабен водораздельной части хребта (рис.24).

Ичинский вулканический район, структурные особенности которого кратко были рассмотрены ранее Э.Н.Эрлихом (1966а), располагается на западном склоне хребта и от водораздельной части отделен крупным региональным разломом, который хорошо фиксируется серией ступенчатых сбросов с общей амплитудой 400–500 м и отчетливо прослеживается по рекам Ича и Быстрая Хайрюзовка. В плане структура имеет овальную форму (50 x 90 км), вытянута в северо-восточном направлении и представляет собой крупную вулкано-тектоническую депрессию. Кольцевая структура прослеживается с юга, востока и севера, а западная ее часть морфологически не выражена. Разлом, ограничивающий кольцевую структуру, срезает разновозрастные толщи. Так, например, на юге разлом обрывает толщи мелового возраста, на востоке и севере – миоцен-плиоценовые отложения. Фундамент четвертичных эффузивов внутри кольцевой структуры в общем плане имеет структуру пологого свода, осложненного в центральной части вулкано-тектонической депрессией Ичинского вулкана. Ниже рассматриваются южная, центральная и северная части кольцевой структуры.

К юго-западу от Ичинского вулкана фундаментом четвертичных эффузивов являются эффузивно-пирокластические отложения, выделяемые под названием алнейской серии. Они образуют пологий свод, вытянутый в северо-восточном направлении. Наивысшие отметки кровли пород фундамента составляют в среднем 1300 м, постепенно понижаясь на юго-востоке до 800 м, на северо-западе – до 400 м. Четвертичный вулканизм здесь проявился, в основном, в древнечетвертичное время. Элементы залегания и анализ фаций как верхненеогеновых эффузивных комплексов, так и древнечетвертичных показывают, что центры извержений имели унаследованный характер, т.е. вдоль оси структуры длительно существовала ослабленная зона, по которой происходил вынос магматического материала.

Северная часть кольцевой структуры в общем аналогична южной, но структурная локализация четвертичных вулканических центров здесь несколько иная. Они располагаются полукольцом, охватывающим с севера вулкано-тектоническую депрессию Ичинского вулкана.

Центральную часть кольцевой структуры занимает один из крупнейших вулканов Срединного хребта – Ичинский, который располагается в вулкано-тектонической кольцевой депрессии диаметром около 25 км. Еще К.И.Богданович (Bogdanovitsch 1904) отмечал здесь наличие крупной кальдеры. Северная часть вулкано-тектонической депрессии прослеживается по долине р.Галдовить, выражена уступом в лавовом плато высотой до 300 м и имеет дугообразный характер. На западе она ограничена серией платообразных высот. Разломы южного ограничения депрессии также выражены уступом в лавовом плато, который хорошо прослеживается к северу от оз.Кетачан. Восточная ее граница фиксируется по долинам рек Бабав и Кетачан.

Таким образом, вулканический район в целом представляет собой крупную вулкано-тектоническую депрессию, в пределах которой располагается кольцевая структура второго порядка – вулкано-тектоническая депрессия Ичинского вулкана.

Наиболее интенсивно вертикальные блоковые движения проявились на восточном склоне хребта, где располагается крупнейшая Козыревско-Быстринская система горст-антиклинальных поднятий (хребты Козыревский, Быстринский и Крюки). От водораздельной части Срединного хребта Козыревско-Быстринская система отделена региональным разломом, который фиксируется серией сбросов и узким грабеном, прослеживающимся по долинам рек Быстрой Козыревской и Анавгай. Структура в целом представляет собой горстовое поднятие. По крайней мере, это доказано для ее южной части – Козыревского хребта – работами С.Е.Апрелкова и др. Наибольшая амплитуда поднятия наблюдается в южной и центральной части хребта, где фундамент четвертичных отложений приподнят на высоту 1600–1700 м, далее на север

фузивов. Практически изучена только южная часть структуры – Козыревский хребет. Здесь развиты вулканические породы различного состава и возраста (от нижнемиоценовых до современных). В тектоническом отношении Козыревский хребет представляет собой горстовое поднятие, ограниченное с северо-запада и юго-востока глубокими разломами, которые контролируют вулканическую и интрузивную деятельность. Параллельно основным разломам или под небольшими углами к ним наблюдается ряд более мелких оперяющих разломов – трещин. К ним приурочены молодые базальтовые вулканы.

В пределах Козыревского хребта четвертичный вулканизм проявился довольно интенсивно, особенно его первый этап. Повсеместно отмечаются древнечетвертичные покровы, которые тяготеют к четырем крупным центрам. По краям горстового сооружения (реже в его осевой части) наблюдаются небольшие по размерам верхнечетвертичные и голоценовые щитовые вулканы и шлаковые конусы. Горст Козыревского хребта оформился в начале нижнечетвертичного времени. Общая амплитуда поднятия горста за четвертичное время составляет 600–700 м, хотя абсолютные высоты его значительно выше. Это связано с тем, что при формировании Козыревского хребта, помимо блоковых движений, большая роль принадлежала аккумуляции вулканических продуктов. Ряд исследователей (Власов, 1964; Эрлих, 1965) отмечает, что Козыревско-Быстринская зона первоначально формировалась как цепь вулканических центров, т.е. аккумулятивный свод, и только в четвертичное время была осложнена блоковыми подвижками.

Северная часть структуры – Быстринский хребет – изучен очень слабо. Здесь отмечаются небольшие покровы древнечетвертичных лав, приуроченные к восточному склону хребта. Верхнечетвертичные и голоценовые вулканические образования на территории Быстринского хребта практически отсутствуют.

Хребет Крюки является северным окончанием Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной системы. Дочетвертичный фундамент здесь поднят до высоты 1200–1300 м, а четвертичные, эффузивы представлены небольшими вулканами и единичными шлаковыми конусами. С севера вся система ограничена разломами, фиксирующимися по долине Половинной.

Резюмируя структурную приуроченность четвертичного вулканизма в Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной системе, следует отметить, что нижне-среднечетвертичные эффузивы располагаются на наиболее приподнятых блоках фундамента, а верхнечетвертичный и голоценовый вулканизм локализуется по разломам – трещинам, которые, как правило, приурочиваются к бортам горста.

И наконец третьей, наиболее крупной структурой южной части вулканической зоны является сложно построенный грабен, занимающий водораздельную часть хребта, в которой располагаются два крупных вулканических района – Уксичанский и Анаунский. Грабен с востока ограничен Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной системой, с запада – структурой Ичинского вулканического района и системой небольших поднятий, морфологически выраженных платообразными останцами гор Янг-Янг, Оракаг, Янга-Ягай. С севера грабен ограничен серией разломов северо-западного простирания, по которым происходит поднятие кровли фундамента. Крупные разломы отмечаются по долинам рек Тигиль, Копкан и др. В южной части структуры, которая как бы "зажата" между горстом Козыревского хребта и разломами, ограничивающими Ичинский вулканический район, выделяются четыре блока, которые отделены друг от друга поперечными разломами, фиксируемые по долинам рек Окура, Кадар, Оемтылван и Димшикан. Блоки близки по форме к квадрату и ступенчато понижаются в северо-восточном направлении. По своему строению они во многих чертах сходны с отдельными блоками Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной системы, их гипсометрические отметки также близки. На южном блоке с абсолютными высотами около 1600 м располагается древнечетвертичный вулкан Оччамо. Другой древнечетвертичный вулкан, Бонгабти, располагается также на отдельном блоке, отметки фундамента которого уже составляют не более 1400 м. Далее к северо-востоку от вышеописанной серии блоков располагается древнечетвертичный вулкан Уксичан. Структура фундамента вулкана в деталях не ясна, т.

роко представлены породы алнейской серии, которые занимают более высокое гипсометрическое положение по отношению к породам фундамента вулкана (гг. Янг-Янг, Оракаг, Янга-Ягай).

Анаунский вулканический район, примыкающий с северо-востока к вулкану Уксичан, приурочен к блоку, который занимает самое низкое гипсометрическое положение в грабене. Абсолютные отметки кровли фундамента, который представлен неогеновым вулканогенным комплексом, составляют на западе района 600 м, на востоке, в долине р. Анавгай – 400 м, т.е. фундамент явно понижается с запада на восток. Какие-либо структуры, ограничивающие Анаунский вулканический район с запада, отсутствуют. Породы фундамента, по-видимому, плавно переходят в Западно-Камчатский прогиб, хотя небольшие по протяженности и амплитуде взбросы с северо-восточного простирания отмечаются в районе р. Чавыча.

Далее к северо-востоку от Анаунского района наблюдается приподнятый блок, на котором располагаются реликты древнечетвертичного вулкана Окси. Абсолютные отметки кровли пород фундамента поднимаются до 1300 м. Блок и расположенный на нем вулкан разбит серией разломов северо-западного простирания, которые фиксируются наиболее четко по долинам рек Копкан, Тигиль.

Вулканические центры в пределах грабена распределяются следующим образом. Древнечетвертичные вулканы Оччама, Бонгабти, Уксичан и Окси располагаются по оси грабена. Верхнечетвертичные и голоценовые центры извержений имеют более сложное распределение. Во-первых, отмечается четкое линейно-групповое расположение центров извержений, что свидетельствует о связи их с трещинами растяжения. Многие вулканы, шлаковые и лавовые конусы составляют вытянутые полосы северо-восточного простирания протяженностью до 15–20 км. В некоторых случаях трещины растяжения фиксируются не только цепочкой центров извержений, но и прямо выражены в рельефе. Значительная группа шлаковых и лавовых конусов располагается на юго-восточных и восточных склонах вулкана Уксичан. Совершенно не случайна их приуроченность к стыку Козыревско-Быстринской горст-антиклинальной системы и краевой части вулкана Уксичан, т.е. вблизи регионального разлома. Такая приуроченность свидетельствует о высокой тектонической активности района. Последний является наиболее сейсмоактивным по сравнению с другими районами Срединного хребта и относится к восьмибальной зоне землетрясений.

В Анаунском вулканическом районе выделяются четыре основных разлома, к которым приурочена большая часть центров извержений. Разломы располагаются параллельно на расстоянии 6–8 км. В юго-восточной части района преобладают шлаковые и лавовые конусы, образующие четкие линии северо-восточного простирания. На одном из таких разломов располагается вулкан Анаун. В северной части района располагаются широтные и меридиональные ряды щитовых вулканов.

Таким образом, четвертичный вулканизм Уксичанского и Анаунского вулканических районов структурно приурочен к грабену, причем основная масса центров извержений и, естественно, основной объем изверженного материала располагаются на гипсометрически наиболее низких блоках дна грабена.

Район между вулканом Окси и вулканическим массивом Алней-Чашаконджа представляет собой приподнятый участок верхнечетвертичных вулканогенных толщ, характеризующийся интенсивной блоковой тектоникой. Четвертичные эффузивы представлены двумя небольшими зонами голоценовых ареальных излияний – в верховье р. Малый Тигиль и на водоразделе рек Крюки, Половинная и Большой Тигиль.

В центральной части вулканической зоны располагается самый крупный вулканический массив хребта – Алней-Чашаконджа. Ранее высказывалось предположение о связи вулканического массива с пересечением двух основных направлений вулканических областей – Камчатского и Алеутского, но конкретная структурная приуроченность его остается неясной. Это обусловлено тем, что массив и его подножия практически не изучены.

Северная часть вулканической зоны приурочена к водораздельной части хребта, т.е. она совпадает с системой поднятий, сформировавших хребет. Общее распределе-

Калгаучский вулканический район располагается на пологом сводовом поднятии неогенового вулканогенного комплекса. Абсолютные отметки кровли пород фундамента вулканов составляют 900 м, полого понижаясь в западном направлении. Восточный склон осложнен крупным взбросом с амплитудой 600 м. Приподнятый борт фундамента четвертичных эффузивов сильно разрушен эрозией и денудацией и просматривается лишь местами. Наиболее четко он выражен в районе гор Больших Байдар, возле озера Двухьюрточного. Как увидим далее, этот взброс имеет региональный характер и прослеживается вдоль восточных склонов Срединного хребта до окончания на севере вулканической зоны. Вулканы в Калгаучском районе образуют отдельные небольшие группы, линейно-ориентированные в северо-восточном направлении.

Седанкинский вулканический район — один из наиболее сложно построенных. При рассмотрении района в целом в первую очередь обращает на себя внимание различная структурная приуроченность его южной и северной частей. Южная часть приурочена к водораздельной части хребта, высоты которого не превышают 700–800 м. Анализ абсолютных отметок выходов пород фундамента четвертичных эффузивов и его литологический состав показывают, что в этом районе происходит резкое погружение фундамента. На это в свое время указывал еще М.Ф.Двали (1939), утверждая, что в районе г.Красной в конце неогенового времени существовал пролив, соединяющий Тихий океан с Охотским морем. С востока и запада южная часть района (район вулкана Кэбеней) четко ограничена сбросами и располагается в структуре грабена. Восточный борт грабена фиксируется не только по смещению кровли пород фундамента, но и хорошо выражен морфологически резким обрывом платообразных поверхностей в районе верховий рек Лево́й, Юклы́ и Поворотной. Западный борт грабена морфологически выражен менее четко и прослеживается только в районе Седанкинских Байдар. Ширина грабена составляет около 36 км, его центральная часть заполнена мощными базальтовыми излияниями верхнечетвертичного и голоценового времени. Борты грабена сложены древнечетвертичными лавовыми покровами.

Далее к северу, в районе верховья р.Ку́ньманку́чи, фундамент поднимается, абсолютные отметки его достигают 1300–1500 м, на восточном склоне отмечаются небольшие покровы древнечетвертичных лав, которые от водораздельной части отделены взбросом. Северная часть Седанкинского района ограничена также структурой грабена. Борты грабена четко фиксируются только на отдельных участках. Так, например, восточный борт грабена наиболее хорошо фиксируется в районе озера Глубокого и Междусопочного, где сброс обрывает вулканогенные толщи алнейской серии. Западный борт грабена выражен менее отчетливо и сбросовый уступ прослеживается с трудом. Максимальная высота его около 200 м. Он обрывает осадочные толщи кованской серии и аккумулятивно насаженные на них участки древнечетвертичных покровов. Центры извержений приурочены, как правило, ко дну грабена, т.е. располагаются двумя эшелонированными рядами северо-восточного простирания. В южный ряд входят следующие, наиболее крупные вулканы: Кэбеней, Седанкинский, Горного Института, в северный — Леутонгей, Тузовский, Твитунуп, Титила, Междусопочный, Пирожникова. Характерно, что эшелонированные ряды заканчиваются наиболее крупными вулканами, а в центральной части, как правило, широко представлен ареальный вулканизм. Для района в целом характерно линейное расположение не только шлаковых и лавовых конусов, но и вулканов.

Структурное положение Северного вулканического района выявляется достаточно четко. Четвертичный вулканизм приурочен к современной структуре опускания типа грабена, которая занимает осевую часть хребта. Структура грабена, как ни на одном участке хребта, ярко выражена морфологически. Восточный борт грабена является продолжением системы сбросов, прослеживающейся от Калгаучского вулканического района. Сброс, ограничивающий восточный борт грабена, имеет сложное строение. Максимальная амплитуда его составляет примерно 400–500 м. Западный борт грабена в южной части района, в районе вулкана Теклетунуп, морфологически не выражен. Но уже в районе р.Ку́тины борт грабена фиксируется четко, здесь же наблюдается наибольшая амплитуда сброса, достигающая 800 м. Сброс, прослеживающийся

строение грабена в плане телескопическое. Борта грабена сложены эффузивно-пирокластической толщей, по-видимому, относящейся к алнейской серии, и в очень редких случаях перекрываются небольшими покровами лав предположительно древнечетвертичного возраста. Установлено, что в восточном борту грабена эффузивно-пирокластическая толща имеет угол падения на восток, а в западном борту — на запад, т.е. центры извержений, образовавших эти толщи, располагались на месте центральной части грабена.

Интересно отметить, что общий объем изверженного материала четвертичных эффузивов сопоставим с объемом грабена. Естественно, что из этого не следует вывод о прямой зависимости интенсивности вулканизма от тектоники; эта связь имеет скорее парагенетический характер. Аналогичная картина отмечается и в Седанкинском вулканическом районе. По-видимому, с одной стороны структура грабена является наиболее благоприятной для проникновения магматического материала, а с другой стороны, грабен является в какой-то мере результатом реакции земной коры на вынос большого объема изверженного материала, т.е. компенсационной структурой. Все вулканические центры приурочены в основном к осевой части грабена и в общем характеризуются эшелонированной системой северо-восточного простирания.

В районе верховий рек Кахтаны и Хайлюли прослеживается серия разломов северо-западного простирания, вблизи которых происходит замыкание полосы сплошного распространения вулканов, четвертичный вулканизм "затухает".

Западный вулканический район структурно приурочен к Западно-Камчатскому краевому (тыловому) прогибу, а точнее к Паланской впадине. Структурой, ограничивающей вулканический район с запада, является система Тигильских поднятий — хребты Пенсантайн, Медвежий и др. В пределах самого же вулканического района морфологически выраженные структуры отсутствуют, и вся территория покрыта чехлом рыхлых четвертичных отложений, что крайне затрудняет расшифровку структурной приуроченности вулканов. Можно отметить две особенности вулканизма этого района. Во-первых, все вулканы района имеют древне-среднечетвертичный возраст, т.е. сформированы на первом этапе четвертичного вулканического цикла. Во-вторых, все вулканы располагаются не в пределах всей Паланской впадины, а сосредоточены в южной ее части, в междуречье Быстрой Хайрюзовской и Седанки, занимая полосу протяженностью около 100 км.

Проведенные геофизические работы в пределах Западно-Камчатского прогиба (Бажаев, Лапшин и др., в 1967 г.) показали, что в пределах Паланской впадины поле силы тяжести районировано по сложности и величине на две зоны. От р.Паланы до р.Седанки, т.е. в районе отсутствия вулканов, поле силы тяжести характеризуется положительными и отрицательными аномалиями относительно слабой интенсивности, отсутствием высоких горизонтальных градиентов. От р.Седанки до р.Быстрой Хайрюзовской, т.е. в районе распространения вулканов, гравитационное поле характеризуется резко чередующимися полосовыми положительными и отрицательными аномалиями, наличием резких горизонтальных градиентов, относительных максимумов средней интенсивности, сравнительно крупных как изометрических, так и линейных форм. А проведенные сейсмические работы свидетельствуют о том, что выделенные аномальные зоны поля силы тяжести соответствуют складчато-блоковому строению северо-западной части Камчатки. Таким образом, вулканические центры Западного вулканического района структурно приурочены к зоне интенсивных складчато-блоковых подвижек фундамента в пределах Паланской впадины. Вулканы Западного района и интенсивная складчато-блоковая зона пространственно располагаются на продолжении Алеутской дуги, что, возможно, обеспечило большую проницаемость земной коры и значительное выдвигание вулканических центров на запад, в сторону тылового прогиба.

Итак, Срединный хребет характеризуется весьма сложным, мозаичным тектоническим строением. На первый план выступает блоковая тектоника. Формирование горной системы произошло в основном в четвертичное время, в собственно горообра-

системы, на фоне поднятия, и в то же время локализуется в отрицательных структурах-грабенах (Эрлих, 1966а), т.е. на участках, относительно менее активных в тектоническом отношении.

Грабен вулканической части Срединного хребта Камчатки (грабен-синклиналь по Э.Н.Эрлиху) характеризуется сложным, телескопическим строением. Он состоит из серии более мелких грабенов, иногда разделенных изолированными, высокоприподнятыми блоками фундамента. Формирование отдельных участков грабена происходило несколько разновременно и на протяжении значительной части четвертичного периода.

Взаимосвязь вулканизма с зонами поднятий впервые была показана А.Е.Святловским (1960б). По его мнению, поднятия и вулканические процессы – стороны одного явления, вулканические процессы сопутствуют поднятиям. На примере четвертичного вулканизма Срединного хребта эта взаимосвязь выступает наиболее четко. Формирование грабена, по-видимому, является реакцией земной коры на растяжение; в то же время грабен является наиболее проницаемой зоной для магматических расплавов, так как большая часть вулканических центров приурочена к нему. Вынос большого количества изверженного материала способствует росту грабена, и, таким образом, тектоника и вулканизм находятся в тесной парагенетической связи. Проявлению массового базальтового вулканизма сопутствуют структуры линейного типа (Анаунский, Седанкинский и Северный вулканические районы), а проявлению кислого вулканизма – кольцевые структуры (Ичинский вулканический район). Индивидуальная локализация центров массовых базальтовых излияний строго контролируется трещинами растяжения, как правило, северо-восточного простирания. Вулканические центры полностью отсутствуют на разломах со значительным смещением. Характерно, что как крупные, так и мелкие моногенные вулканические образования обычно редки или же отсутствуют совсем в пределах блоков с максимальными амплитудами тектонических поднятий.

Рассматривая общее пространственное распределение четвертичных эффузивов по сравнению с неогеновым вулканизмом, можно видеть, что пояс четвертичных вулканов несколько смещен к западу от неогенового вулканизма. Вулканические процессы четвертичного времени контролировались глубинным разломом, но не осевой частью, а серией оперяющих его западных трещин, хотя вулканы Кэбеней и Алней-Чашаконджа расположены на оси глубинного разлома. Г.М.Власов (1964) высказал мнение о приуроченности четвертичного пояса (Срединный наложенный вулканический пояс) к глубинному разлому, который на площади Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоны контролировал вулканические процессы с позднего мела до четвертичного времени включительно. Наши данные и данные геофизических работ последних лет в общем не противоречат высказыванию Г.М.Власова, а уточняют его.

В заключение кратко остановимся на рассмотрении общей геотектонической обстановки проявления четвертичного цикла излияний и положении вулканической зоны Срединного хребта в общей структуре Камчатки и сопредельных территорий. Как уже отмечалось ранее, начиная с конца мела до плиоценового времени, происходит постепенное отмирание собственно геосинклинального режима и превращение области в складчатую. В плиоцене происходит небольшая последняя складчатость – сахалинская (Плешаков, 1939; Власов, 1964). Если исходить из стадийности геосинклинального цикла развития, которая предложена Моссаковским (1965), то в плиоценовое время заканчивается первая стадия орогенного этапа геосинклинального цикла развития. Начиная с конца плиоцена и начала четвертичного времени, территория Срединного хребта вступает в принципиально иные условия. Вся зона почти одновременно испытывает мощное сводовоглыбовое поднятие. Область вступает во вторую, собственно горообразовательную стадию орогенного этапа развития. С началом горообразовательной стадии происходит обновление глубинного разлома, особенно его западной части, и начинается новый цикл наземных послескладчатых излияний, которые привели к накоплению четвертичных эффузивов. Продолжительность горообразовательной стадии невелика, и к началу первой стадии верхнеплейстоценового оледенения, т.е. к первой половине верхнечетвертичного времени, Срединный хребет в основных своих чер-

Вертикальные тектонические движения ослабевают, и область, по-видимому, начинает вступать в третью стадию орогенного этапа геосинклинального цикла – стадию консолидации, в которую начинается постепенное разрушение горной системы, а по окраинам ее – накопление верхних моласс.

Начало третьей стадии орогенного этапа развития ознаменовалось мощным проявлением базальтового вулканизма, который является вторым этапом в четвертичном вулканическом цикле (верхнечетвертичные – голоценовые эффузивы). Интенсивное проявление базальтового вулканизма обусловлено тем, что область становится более консолидированной, более жесткой. Произошло заложение глубоких расколов, и на дневную поверхность за относительно короткий промежуток времени излилась большая масса недифференцированных лав.

Таким образом, первый этап четвертичных излияний (нижне-среднечетвертичные эффузивы) парагенетически связан с горообразовательной стадией орогенного этапа развития, а второй этап (верхнечетвертичные–голоценовые эффузивы) обусловлен консолидацией вступлением горной системы из горообразовательной стадии в стадию консолидации.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА И МОРФОСТРУКТУРЫ

История развития Срединного хребта характеризовалась эволюцией структуры от глубоководного прогиба, соответствующего геосинклинальной стадии развития, к островной дуге и горным сооружениям складчатой области. Превращение центральной части хребта из геосинклинальной области в складчатую сопровождалось интенсивным проявлением вулканизма с позднего палеогена и до голоцена включительно. История развития и особенности вулканизма рассматриваемой территории в дочетвертичное время подробно рассмотрены в работах Г.М.Власова, В.К.Ротмана, Ю.В.Жегалова, С.Е.Апрелкова, А.Ф.Марченко и многих других. Поэтому из вопросов, не связанных непосредственно с четвертичным вулканизмом, мы кратко остановимся лишь на некоторых важных аспектах геологического развития в позднем плиоцене – раннем плейстоцене. Одним из основных вопросов такого рода является проблема древней поверхности выравнивания, тесно связанная с вопросом о границе между неогеновым и четвертичным временем.

В геологической литературе все еще распространено представление, согласно которому в вулканической зоне хребта широко представлены участки поверхности выравнивания верхнеплиоцен–нижнечетвертичного возраста с реликтами коры выветривания (Власов, 1959а; Святловский, 1960б, 1966; Горячев, 1965). Многие исследователи Срединного хребта отмечают на границе илиоцена и плейстоцена замирание тектонических и вулканических процессов, однако длительность тектонической паузы и соответствующее развитие процессов комплексной денудации (что является важнейшей предпосылкой для формирования региональной поверхности выравнивания) обычно не доказываются. Названные выше исследователи отмечают наличие древней коры выветривания на позднеплиоцен–нижнечетвертичных отложениях как одно из свидетельств существования поверхности выравнивания, но такое утверждение нельзя считать доказанным. Несмотря на тщательные поиски, обнаружить древнюю кору выветривания не удалось. За древнюю кору выветривания, по-видимому, принимались зоны измененных пород, возникшие под влиянием газо-гидротермальной деятельности.

Проведенные полевые исследования показали, что всеобъемлющая денудационная поверхность выравнивания в позднеплиоцен–раннечетвертичное время не развивалась. В пользу такого утверждения свидетельствуют следующие обстоятельства: 1) небольшой разрыв во времени между алнейским и четвертичным вулканическими циклами и непродолжительный период относительно стабильной тектонической обстановки; 2) слабая переработка экзогенными факторами кровли отложений алнейской серии в тех случаях

Вертикальные тектонические движения ослабевают, и область, по-видимому, начинает вступать в третью стадию орогенного этапа геосинклинального цикла – стадию консолидации, в которую начинается постепенное разрушение горной системы, а по окраинам ее – накопление верхних моласс.

Начало третьей стадии орогенного этапа развития ознаменовалось мощным проявлением базальтового вулканизма, который является вторым этапом в четвертичном вулканическом цикле (верхнечетвертичные – голоценовые эффузивы). Интенсивное проявление базальтового вулканизма обусловлено тем, что область становится более консолидированной, более жесткой. Произошло заложение глубоких расколов, и на дневную поверхность за относительно короткий промежуток времени излилась большая масса недифференцированных лав.

Таким образом, первый этап четвертичных излияний (нижне-среднечетвертичные эффузивы) парагенетически связан с горообразовательной стадией орогенного этапа развития, а второй этап (верхнечетвертичные–голоценовые эффузивы) обусловлен консолидацией вступлением горной системы из горообразовательной стадии в стадию консолидации.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА И МОРФОСТРУКТУРЫ

История развития Срединного хребта характеризовалась эволюцией структуры от глубоководного прогиба, соответствующего геосинклинальной стадии развития, к островной дуге и горным сооружениям складчатой области. Превращение центральной части хребта из геосинклинальной области в складчатую сопровождалось интенсивным проявлением вулканизма с позднего палеогена и до голоцена включительно. История развития и особенности вулканизма рассматриваемой территории в дочетвертичное время подробно рассмотрены в работах Г.М.Власова, В.К.Ротмана, Ю.В.Жегалова, С.Е.Апрелкова, А.Ф.Марченко и многих других. Поэтому из вопросов, не связанных непосредственно с четвертичным вулканизмом, мы кратко остановимся лишь на некоторых важных аспектах геологического развития в позднем плиоцене – раннем плейстоцене. Одним из основных вопросов такого рода является проблема древней поверхности выравнивания, тесно связанная с вопросом о границе между неогеновым и четвертичным временем.

В геологической литературе все еще распространено представление, согласно которому в вулканической зоне хребта широко представлены участки поверхности выравнивания верхнеплиоцен–нижнечетвертичного возраста с реликтами коры выветривания (Власов, 1959а; Святловский, 1960б, 1966; Горячев, 1965). Многие исследователи Срединного хребта отмечают на границе илиоцена и плейстоцена замирание тектонических и вулканических процессов, однако длительность тектонической паузы и соответствующее развитие процессов комплексной денудации (что является важнейшей предпосылкой для формирования региональной поверхности выравнивания) обычно не доказывается. Названные выше исследователи отмечают наличие древней коры выветривания на позднеплиоцен–нижнечетвертичных отложениях как одно из свидетельств существования поверхности выравнивания, но такое утверждение нельзя считать доказанным. Несмотря на тщательные поиски, обнаружить древнюю кору выветривания не удалось. За древнюю кору выветривания, по-видимому, принимались зоны измененных пород, возникшие под влиянием газо-гидротермальной деятельности.

Проведенные полевые исследования показали, что всеобъемлющая денудационная поверхность выравнивания в позднеплиоцен–раннечетвертичное время не развивалась. В пользу такого утверждения свидетельствуют следующие обстоятельства: 1) небольшой разрыв во времени между алнейским и четвертичным вулканическими циклами и непродолжительный период относительно стабильной тектонической обстановки; 2) слабая переработка экзогенными факторами кровли отложений алнейской серии в тех случаях

ционной поверхности выравнивания верхнеплиоцен–нижнечетвертичного возраста. Следует подчеркнуть, что наличие этой поверхности отрицается и на всей группе Северных Курильских островов (Федорченко, Шилов и др., 1966). Хорошо согласуются с нашей точкой зрения выводы Г.И.Худякова (1966) по молодым горам Дальнего Востока. Таким образом, хотя на границе плиоценового и четвертичного времени весьма непродолжительный этап выравнивания и имел место, региональная денудационная поверхность выравнивания не могла сформироваться в силу названных выше причин. Выраженные в рельефе высокие выровненные поверхности позднеплиоцен–четвертичного возраста являются вулканическими аккумулятивными (Кожемяка, 1967). Древняя денудационная поверхность выравнивания формировалась в более раннее, послесреднемиоценовое время, после окончания анавайского вулканического цикла и, вероятно, имела региональный характер. К аналогичному выводу независимо от нас пришли И.К.Волчанская (1965), С.Е.Апрелков (1966а), О.А.Брайцева и И.В.Мелекесцев (1966).

Изучение кровли плиоценовых отложений и взаимоотношений последних с четвертичными эффузивами позволяет сделать заключение, что перед началом нового этапа тектонических движений и вулканизма четвертичного времени территория представляла собой невысокий, слабо расчлененный вулканический хребет существенно аккумулятивного облика и относительно простого строения.

После ослабления тектонической и вулканической активности в четвертичное время начинается новая, собственно горообразовательная стадия геосинклинального цикла развития: происходит общее сводово-блоковое поднятие большей части территории вулканической зоны. На фоне этого поднятия начинается новый, четвертичный цикл излияний. Излияния являются послескладчатыми, происходят в наземных условиях и несогласно перекрывают все нижележащие толщи.

Основная масса изверженного материала на всех этапах связана с вулканами центрального типа. Эта особенность четвертичного вулканизма отмечается и для Северных Курильских островов (Федорченко, Шилов и др., 1966). Точка зрения об исключительно широком проявлении площадных, трещинных излияний в раннечетвертичное время не подтвердилась.

Для правильного понимания эволюции вулканической деятельности в четвертичное время возникла необходимость в классификации огромного количества вулканов, среди которых выделены основные группы, типы, подтипы. В основу классификации положены два главных критерия – морфология (форма) и генезис построек. Но учитывались также длительность формирования вулканов, эволюция химического состава, вязкость лав и другие признаки. Выделенные типы четвертичных вулканов приведены в табл. 15.

Как уже отмечалось ранее, выделенные возрастные группы и типы вулканических образований соответствуют двум этапам, или подциклам, четвертичного вулканизма. Идея о цикличности вулканических процессов в четвертичное время для Срединного хребта и Камчатки в целом была развита Э.Н.Эрлихом (1960а, 1966а) и рядом других исследователей. Э.Н.Эрлих указал также на значительные масштабы вулканизма не только в раннечетвертичное, но и позднечетвертичное и голоценовое время. Полученные нами данные дополняют и расширяют эти представления.

К первому, раннему этапу относятся крупные щитообразные дифференцированные вулканы ниже-среднечетвертичного возраста вместе с их реликтами – лавовыми платообразными останцами нижнечетвертичного возраста. Самые начальные излияния четвертичного времени были представлены крупными вулканическими постройками типа щитообразных вулканов, от которых в настоящее время в результате эрозии и денудации остались отдельные пологонаклонные лавовые останцы – плато-эффузивы, Плато-эффузивы, или реликты крупных щитообразных вулканов, встречаются практически повсеместно в пределах вулканической зоны Срединного хребта. Геологическое строение плато-эффузивов относительно простое. Они сложены напластованием лавовых потоков мощностью от 5–8 м до 18–20 м. Пирокластический материал присутствует в незначительном количестве, составляя не более 10–15% объема изверженного материала. Плато-эффузивы дифференцированы слабо, большинство разрезов сложены

Морфогенетические типы вулканов Срединного хребта

№ п/п	Основные морфогенетические группы и типы построек	Возраст
1	Лавовые платообразные останцы (плато-эффузивы), в основном реликты крупных щитообразных вулканов	$N_2^3 - Q_1$
2	Конусовидные вулканы сложные (составные)	$N_2^3 - Q$
3	Крупные щитообразные дифференцированные вулканы с кальдерами вершинного типа или без них	$Q_1 - Q_2$
	Базальтовые вулканы недифференцированные, молодые	
	А. Базальтовые вулканы, преимущественно лавовые	
4.	Щитовые вулканы, близкие к исландскому типу	$Q_3 - Q_4$
5	Столово-щитовые вулканы	Q_3
6	Линейно-трещинные вулканы — плоские лавовые равнины	Q_3
	Б. Базальтовые вулканы смешанные	
7	Конусовидные стратовулканы (лавово-пирокластические)	Q_3
8	Стратовулканы с преобладанием лавовых комплексов	$Q_3^3 - Q_4$
	В. Мелкие моногенные вулканические образования	
9	Эффузивные андезито-базальтовые купола	$Q_3^3 - Q_4$
10	Куполовидные вулканы (экструзии кислого состава)	$Q_4(?)$
11	Лавовые холмы	Q_4
12	Лавовые конусы	Q_4
13	Шлаковые конусы	Q_4
14	Воронки взрыва (маары)	Q_4
	Сложные категории вулканических типов рельефа	
1	Вулканические хребты дифференцированных щитообразных вулканов	$Q_1 - Q_2$
2	Вулканические хребты щитовых и конусовидных вулканов	$Q_3 - Q_4$
3	Плосковолнистые вулканические лавовые доли (нагорья)	$Q_3 - Q_4$

Об интенсивности вертикальных тектонических движений в нижнечетвертичное время мы не можем говорить со всей определенностью, однако, вероятнее всего, их амплитуда была небольшой. В пользу этого свидетельствуют преимущественно тонкий гранулометрический состав материала коррелятивных осадков в Центрально-Камчатской депрессии (пески, глины), отсутствие каких-либо следов ледниковых отложений в разрезах, хотя дохождение отложений установлено работами О.А. Брейшовой и В.М.

венным доводом в пользу большей контрастности тектонических движений является появление следов первого значительного оледенения (Брайцева и др., 1968).

К концу древнечетвертичного и в среднечетвертичное время вулканическая деятельность значительно смещается к западу и локализуется в пределах крупных вулканических центров. Таковы вулканы Лаучан, Паялпан, Большой Козыревский, Большая Романовка, Оччамо, Бонгапти, Уксичан, Большой, Кекукнайский, Малая Кетепана, Большая Кетепана, Тигильский, Переваловый, Большой Чекчебонай, Малый Чекчебонай, Шлен, Теклетунуп. Эти постройки располагаются преимущественно вдоль западной части вулканической зоны, составляя ее специфическую особенность, и относятся к числу наиболее крупных вулканических сооружений зоны. Диаметр их основания колеблется от 15–20 до 45 км, а объем изверженного материала – от 30–40 км³ до 150–200 км³. Склоны вулканов пологие, углы наклона находятся в пределах от 5–6° до 15–20°. Вулканы первого этапа построены ритмичным напластованием многочисленных лавовых потоков базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, в привершинной части наблюдается некоторое увеличение количества пирокластического материала. На заключительной стадии вулканической деятельности в центральных частях большинства вулканов образовались небольшие кальдеры вершинного типа (4–6 км в поперечнике) с серией экструзий андезито-дацитового, дацитового и липаритового состава. Большинство кальдер по генезису, несомненно, относятся к взрывному типу (исключая кальдеру вулкана Уксичан). Отличительными и наиболее характерными особенностями данной группы вулканических сооружений являются их большие размеры, весьма длительный период их формирования, преобладание эффузивного магматизма, гомодромный (т.е. нормальный – от основных пород к кислым) характер дифференциации продуктов извержений. Несмотря на появление в заключительной стадии кислых пород, общий объем их весьма незначителен и не превышает нескольких процентов от общей массы изверженного материала.

Обращают на себя внимание большие масштабы и огромный геологический эффект вулканической деятельности первого этапа в целом – общая площадь платоэффузивов и крупных щитообразных вулканов составляет около 10000 км², а объем изверженного материала оценивается примерно в 3000 км³ (площадь платоэффузивов составляет около 3000 км², а объем изверженного материала ~ 1000 км³; доледниковые хорошо выраженные в рельефе вулкана занимают площадь около 7000 км², а объем изверженного материала оценивается в 2000 км³).

Итак, для первого этапа вулканической активности характерны однотипность ее проявлений на всей территории вулканической зоны и исключительно большая длительность, которая, вероятно, измеряется сотнями тысяч лет. Первый этап четвертичных излияний парагенетически связан с собственно горообразовательной стадией геосинклинального цикла развития. Общее сводово-блоковое поднятие обширной территории обусловило обновление глубинного разлома, западные оперяющие трещины которого явились выводными путями магмы. Большая длительность вулканической деятельности в ранне-среднечетвертичное время оказала решающее влияние на значительную степень дифференцированности изверженного материала, а геоструктурное положение вулканической зоны определило, по-видимому, характер вулканической деятельности.

Увеличение интенсивности тектонических движений в среднечетвертичное время и увеличение высот хребта, в том числе и за счет аккумуляции вулканических продуктов, в сочетании с похолоданием климата в общепланетарном масштабе, вероятно, привели к развитию здесь среднеплейстоценового оледенения. Аккумулятивные формы рельефа этого оледенения в горной части зоны не сохранились.

После замирания и ослабления как тектонических, так и вулканических процессов в верхнечетвертичную эпоху территория вступила в новый этап развития, который в своем влиянии на морфоструктуру хребта является, по-видимому, главным. На фоне резко дифференцированных тектонических движений интенсивно проявляется верхнечетвертичный и голоценовый вулканизм, соответствующий второму этапу четвертичного вулканизма. От первого этапа он отделен некоторым перерывом во времени, что подтверждается как отсутствием переходных вулканических форм, так и резкой сменой

Вопрос о времени массовых излияний базальтовых лав решается достаточно удовлетворительно на основании взаимоотношения вулканических построек с ледниковыми формами рельефа и ледниковыми отложениями верхнеплейстоценового оледенения (Кожемяка, 1966). Как уже отмечалось ранее, второй этап четвертичных излияний начался в самом конце первой стадии верхнеплейстоценового оледенения, но главное свое развитие он получает в межстадиальный и особенно в послеледниковый периоды, т.е. промежуток времени, охватывающий последние 70–80 тыс. лет.

Характерными особенностями второго этапа являются массовые излияния недифференцированных лав базальтового состава, отсутствие кальдер, игнимбритов, пемз, резкое преобладание эффузий, ареальный тип вулканической деятельности (в том числе и для крупных центральных вулканов). В южной части вулканической зоны, от р. Ичи на юге до верховий р. Тигиль на севере, базальтовые вулканы распространены в трех изолированных друг от друга районах – севернее в. Ичинского, в Козыревском хребте и в Анаунском вулканическом районе. В северной части зоны (от верховий рр. Тигиль и Калгауч и до верховий рр. Кахтаны и Хайлюли) молодые базальтовые вулканы распространены сплошной полосой длиной до 200 км, формируя современный водораздел хребта; здесь сосредоточена основная масса вулканов. Базальтовый вулканизм несколько смещен к востоку по отношению к вулканизму нижне-среднечетвертичного времени и приурочен к крупной линейной структуре типа сложно построенного грабена.

Площадь, занятая базальтовыми излияниями второго этапа, составляет свыше 8500 км², а объем изверженного материала оценивается примерно в 1700 км³; при этом на вулканические образования полигенного типа приходится более 5000 км² площади и примерно 1400 км³ объема изверженного материала. Моногенные вулканические образования занимают около 3500 км² площади и всего 300 км³ объема пород. В названные цифры мы не включили вулкан Ичинский, который формировался преимущественно в верхнечетвертичное и голоценовое время.

Всего выявлено более 100 базальтовых вулканов полигенного типа с диаметром основания от 3–4 км до 8–10 км, а также около 1000 мелких моногенных образований (шлаковых и лавовых конусов) преимущественно ареального типа. Приведенные цифры свидетельствуют об огромном геологическом эффекте молодого базальтового вулканизма, который по площади практически не уступает, а по объему изверженного материала соизмерим с более ранним этапом вулканизма.

Своеобразие вулканической зоны Срединного хребта состоит в том, что здесь в количественном отношении резко преобладают щитовые вулканы, близкие к исландскому типу (табл. 16). Этот тип вулканических построек в своей наиболее характерной форме практически не встречается в других вулканических зонах Камчатки. Вулканы, аналогичные крупнейшим щитовым постройкам типа Кэбеней, Леутонгей, Междусопочный, не встречаются в Восточной вулканической зоне. Щитовые постройки исследуемой территории представляют собой преимущественно лавовые полигенные образования, пирокластический материал присутствует в незначительном количестве. Углы наклона склонов находятся в пределах от 5–6 до 10–12°, редний диаметр их 8–10 км, отдельные щитовые постройки достигают 15–20 км в поперечнике. Объем изверженного материала отдельных щитовых построек изменяется от 3–5 до 50–60 км³, относительная высота чаще всего не превышает 400–600 м. Геологическое строение вулканов относительно несложное, они, как правило, построены ритмичным напластованием многочисленных лавовых потоков базальтового или андезитобазальтового состава. Из общего объема изверженного материала полигенных вулканов данного этапа (около 1400 км³) на типичные щитовые постройки приходится около 1000 км³ (табл. 16).

Анализируя эволюцию форм вулканических образований второго этапа в целом, необходимо отметить, что в начальный период формируются небольшие по размерам конусовидные стратовулканы (эффузивно-пирокластические) и стратовулканы с преобладанием лавовых комплексов, затем широкое развитие получают щитовые вулканы и в заключительную стадию резко возрастает роль ареального вулканизма.

Основные морфогенетические типы базальтовых вулканов
второго этапа (Q_3-Q_4)

Основные морфогенетические типы вулканов	Возраст	Количество	Площадь, км ²	Объем, км ³
Щитовые вулканы, близкие к исландскому типу	Q_3-Q_4	80	4000	~ 1000
Стратовулканы с преобладанием лавовых комплексов	Q_3-Q_4	16	500	~ 150
Конусовидные базальтовые стратовулканы	Q_3	9	450	~ 200

меняется от района к району, а также резко меняется во времени. Четко устанавливается нарастание интенсивности вулканизма с юга на север. Если в южной части вулканической зоны присутствуют лишь отдельные щитовые вулканы и небольшие зоны ареальных излияний, то по мере продвижения на север интенсивность базальтового вулканизма резко возрастает, достигая максимума в северной части вулканической зоны, где сформировался в новейшее время один из крупнейших вулканических хребтов не только Срединного хребта, но и Камчатки. Приведенные в табл. 17 результаты подсчета площадей и объемов изверженного материала позволяют судить об изменении интенсивности базальтовых излияний во времени.

Если в начале позднечетвертичного времени она была крайне невелика, то к середине верхнего плейстоцена интенсивность излияний резко возрастает и достигает максимальных величин в последниково-голоценовое время. Главная масса излияний базальтового этапа – около 1000 км³ вместе с ареальными излияниями, или почти 1/5 часть всего объема изверженного материала за четвертичное время, приходится на голоцен. Если учесть небольшую продолжительность голоценовой эпохи, а также большой объем изверженного материала, можно достаточно уверенно говорить о том, что максимальная интенсивность вулканической деятельности для всего четвертичного цикла излияний приходится на голоцен. В голоцене формируется более половины общего количества щитовых вулканов, в том числе все наиболее крупные, а также многие сотни шлаковых и лавовых конусов ареального типа.

Следует подчеркнуть, что возросшая интенсивность вулканизма в голоцене не сопровождалась заметным усилением напряженности тектонических процессов. Резкое увеличение интенсивности вулканических процессов в конце четвертичного цикла излияний, вероятно, следует связывать с общим увеличением жесткости, консолидированности верхних этажей земной коры, обусловившей появление многочисленных глубоких расколов и выведение на поверхность больших объемов недифференцированных базальтовых лав.

Для второго, базальтового этапа, характерны отдельные случаи трещинных извержений типа Лаки в Исландии, хотя масштабы извержений были несколько меньше (Седанкинская лавовая равнина, Озерновский лавовый поток и т.д.). В отличие от первого, более раннего этапа, длившегося вероятно, сотни тысяч лет, второй базальтовый этап характеризуется значительно меньшей продолжительностью вулканической деятельности, которая составляет не более первых десятков тысяч лет.

Однообразие форм проявления вулканизма по всей зоне, приуроченность к опреде-

Изменение интенсивности базальтовых излияний во времени

Типы вулканов	Возрастные группы	Индекс	Количество	Площадь, км ²	Объем, км ³
	Современная (голоценовая)	Q ₄	50	2500	~700
Полигенные	Верхнечетвертично-современная	Q ₃ ³ - Q ₄	14	600	~150
	Верхнечетвертичная	Q ₃	37	1600	~400
	Среднечетвертичная	Q ₂	4	300	~50
Моногенные	Верхнечетвертично-современная	Q ₃ ³ - Q ₄	1000	3500	~300
	Всего			8500	~1700

Отсутствие какой-либо заметной дифференциации изверженного материала и основной его состав указывают на глубинное происхождение магмы и относительно быстрый подъем ее к земной поверхности. Основной состав и быстрое прохождение магмы через земную кору, по-видимому, обусловлены тектоническими причинами, вступлением горной системы в стадию консолидации, что благоприятствовало образованию трещин растяжения и быстрому выводу магмы на поверхность.

Важной особенностью базальтового этапа является массовое проявление ареального (или регионального по Б.И.Пийлу, 1956) вулканизма. Ареальные излияния представлены небольшими по размеру шлаковыми и лавовыми конусами с лавовыми потоками или без них и группируются в основном в пяти районах. Особенностью ареального вулканизма является многовыходной, моногенный характер вулканической деятельности, исключительно короткий период формирования сооружений, который в геологическом смысле является почти мгновенным и, вероятно, измеряется десятками дней. Шлаковые и лавовые конусы в большинстве случаев соответствуют самостоятельным центрам извержений и являются первичными, т.е. они являются результатом непродолжительного существования независимых узких вулканических каналов, идущих, вероятно, непосредственно с глубоких горизонтов земной коры. Все они обнаруживают четкую приуроченность к новейшим разрывным нарушениям СВ и ССВ направления типа трещин растяжения. Лавовые потоки шлаковых конусов не обнаруживают существенного различия в составе лав на всей территории и представлены наиболее основными разностями базальтов (Важеевская, Огородов, 1964). Некоторое количество шлаковых и лавовых конусов было сформировано в позднечетвертичное время, однако главная их масса возникла в послеледниковое (голоценовое) время. Наблюдаются все переходные формы базальтовых излияний — от миниатюрных шлаковых и лавовых конусов до крупных щитовых вулканов, и, с другой стороны, имеются все переходные формы от ареальных излияний до трещинных. Поэтому выделение ареального вулканизма в самостоятельный тип крайне затруднительно.

В зависимости от типа извержения (эксплозивный или эффузивный) намечаются две крайние разновидности вулканических построек: шлаковые конусы и пологонаклонные лавовые конусы или небольшие щиты. Между ними существуют все промежуточные формы, обусловленные преобладанием эффузивного или эксплозивного типа вулканической деятельности. Шлаковые конусы представлены наиболее широко и составляют около 80% общего количества моногенных образований, диаметры их оснований колеблются от первых десятков метров до 2-3 км, относительное превышение от 10-50 до 400 м, крутизна склонов от 15 до 30°. Большинство конусов имеет



Рис.25. Шлаковые конусы Седанкинского вулканического дола

Среди исследователей долгое время было распространено мнение, что четвертичный вулканический цикл в зоне Срединного хребта Камчатки интенсивно проявился только в начальные эпохи четвертичного времени и что "временное" отставание его является значительным по сравнению с Восточной и Южной вулканическими зонами Камчатки. Обычно считают, что современный вулканизм в пределах хребта практически отсутствует и в качестве примера всегда приводится слабая фумарольная деятельность вулкана Ичинского. В то же время исследования ряда авторов (Ю.В.Жегалов, А.Ф.Марченко, Н.В.Огородов, Э.Н.Эрлих и др.) показали, что отдельные центры извержений в зоне Срединного хребта, несомненно, могут быть отнесены к проявлению современного вулканизма. Но эти замечания не получили должного признания. Проявления современного вулканизма отмечаются во всех районах вулканической зоны и масштабы его относительно большие. Многие лавовые потоки – Киреунский, конуса Терпук, Северный Черпук и ряд других вполне сопоставимы и аналогичны лавовым потокам конусов Туйлы, Билюкай, Апахончич и ряд других, излияния которых происходили в последнее столетие в районе вулкана Ключевского (рис.26).

Из приведенной характеристики новейшего базальтового этапа вулканизма совершенно четко следует принципиально важный вывод об огромном геологическом и морфоструктурном эффекте вулканизма в позднечетвертичное и голоценовое время. Массовые излияния базальтовых лав (около 1700 км^3 вместе с ареальными излияниями), большая часть которых была извергнута в послеледниковое время, т.е. за последние 10000–12000 лет, оказали решающее воздействие на формирование современной морфоструктуры хребта. На площади более 8500 км^2 мощные толщи базальтовых лав заполнили обширные участки прогибания, полностью перекрыли и сnivelировали предшествующий рельеф и образовали молодой аккумулятивный подъярус рельефа, который увеличивает высоту хребта на обширных участках в среднем на 400–500 м, а нередко и более. Наиболее крупные вулканы второго этапа – Козыревский, Чин-
 йский, Алау, Билим, Билим, Козыревский, Даманский, Черный, Козыревский



обширные пологоволнистые вулканические доли или нагорья в Анаунском, Калгаучском и Седанкинском вулканических районах. В Северном вулканическом районе возник, как уже отмечалось, мощный вулканический хребет, состоящий из щитовых и конусовидных вулканов и здесь высоты хребта увеличились за последние 10 000 – 20 000 лет только за счет аккумуляции базальтовых лав на 1000–1500 м.

Таким образом, рельеф центральной вулканической части хребта в его современном виде был создан в большой мере в позднечетвертично–современное время при сложном взаимодействии активизировавшихся тектонических движений, мощного древнего оледенения и вулканических процессов, из которых последним, несомненно, принадлежит ведущая роль.

Итак, в истории развития рельефа и морфоструктуры рассмотренной вулканической зоны достаточно четко выделяются два главных этапа. Первый этап охватывает отрезок времени с начала раннего плейстоцена и примерно до середины среднеплейстоценового времени. Для этого этапа характерны относительно небольшая интенсивность тектонических движений, отсутствие уверенных следов оледенения, большая длительность вулканической деятельности и ее сосредоточение в пределах крупных щитообразных вулканов. К концу этапа наблюдается резкое уменьшение активности вулканических процессов. Второй этап включает интервал времени от конца среднего плейстоцена и до голоцена включительно. В этот период наблюдаются значительное усиление тектонических движений и их резкая дифференциация, четко оформляется и продолжает развиваться крупная региональная структура опускания (грабен), начинается новый базальтовый этап вулканизма – происходит массовое формирование щитовых вулканов, близких к исландскому типу и, наконец, резко возрастает роль оледенения как рельефообразующего фактора.

Подводя итоги вышеизложенному, необходимо подчеркнуть следующее. Большое количество изверженного преимущественно эффузивного материала, а также прочность



Рис.26. Киреунский лавовый поток

кой зоны все еще остается в некоторой мере неясным, полученные данные позволяют утверждать, что роль тектоники в морфогенезе заметно преувеличивалась и, соответственно, недооценивалась роль вулканизма. Если рассматривать только четвертичный отрезок геологической истории, можно с достаточной уверенностью сказать, что вулканизм явился ведущим фактором в морфогенезе.

Детальное сопоставление четвертичного вулканизма Срединного хребта с другими зонами Камчатки в настоящее время провести нельзя. Это связано с тем, что другим четвертичным вулканическим зонам Камчатки региональные работы практически отсутствуют или они имеют крайне обобщенный характер, хотя в то же время отдельные вулканы или группы вулканов изучены довольно детально. Полученные в последние годы рядом исследователей материалы (Апрелков, 1968; Ермаков, 1968; Иванов, 1968; Мелекесцев, 1968; Эрлих, 1966а, и др.) позволяют уточнить особенности развития четвертичного вулканизма во всех вулканических зонах Камчатки.

В пределах Камчатки четвертичные излияния начинаются с формирования крупных щитообразных вулканов, в большинстве случаев от которых в настоящее время сохранились пологонаклонные лавовые останцы (платоэффузивы). Часть древних построек была перекрыта более молодыми излияниями. В Центрально-Камчатской депрессии формируются крупные щитообразные и сложные вулканы, которые составляют, как правило, лавовые пьедесталы современных вулканов – Плоского, Горного Зуба, Трехбачика, Большой Удины, Николки. В Восточной вулканической зоне начальные излияния четвертичного вулканизма представлены отдельными пологонаклонными лавовыми останцами в районах хр. Железнодорожного, вулкана Карымского, левобережья

Таким образом, в раннечетвертичное и в начале среднечетвертичного времени во всех вулканических зонах Камчатки формируются однотипные крупные щитообразные вулканические постройки, отличительной чертой которых является преобладание лав над пирокластикой. Все они имеют сходный состав изверженного материала, который представлен базальтами или андезито-базальтами. Все эти данные указывают на то, что начальные излияния четвертичного времени характеризовались однотипной вулканической деятельностью в пределах всей Камчатки. Но дальнейшая история четвертичного вулканизма в отдельных зонах приобретает свои специфические особенности. Если к концу среднечетвертичного и началу позднечетвертичного времени в пределах Срединного хребта вулканизм идет явно на убыль и первый этап четвертичного вулканизма завершается образованием небольших кальдер взрывного типа с внедрением кислых экзтрузий, то к этому же времени в других вулканических зонах четвертичный вулканизм не затухает, а получает максимальное развитие и резко дифференцируется. В Центрально-Камчатской депрессии происходит образование кальдер на щитообразных вулканах, или щитообразные вулканы начинают перерастать в сложные и происходит рост стратовулканов в кальдерах. Но кальдерообразование в Центрально-Камчатской депрессии происходит не особенно интенсивно, здесь явно преобладает рост стратовулканов, которые развиваются до голоцена включительно. В Восточной вулканической зоне в это время происходит формирование наиболее древних кальдер на вершинах пологих щитообразных вулканов и вулканизм локализуется в дальнейшем в пределах крупных кальдер (кальдеры Узон, Карымская кольцевая структура, Ксудач). С образованием кальдер формируются большие массы разнообразного пирокластического материала (пемзы, игнимбриты, агломератовые потоки и т.д.), которые составляют специфическую особенность данных зон. Некоторые исследователи (Мелекесцев, 1968; Иванов, 1968) выделяют в это время интенсивную вспышку кислого вулканизма, которая, по-видимому, продолжается по сей день. Послекальдерный вулканизм характеризуется ростом куполов или стратовулканов преимущественно кислого состава.

Таким образом, для вулканизма Центрально-Камчатской депрессии, Восточной и Южной вулканических зон не наблюдается "временного" перерыва в развитии первого этапа четвертичного вулканизма, который начался в раннечетвертичное время и продолжается довольно активно по сей день. Некоторые исследователи (Ермаков; 1968; Иванов, 1968) в этом этапе выделяют две фазы – докальдерную и послекальдерную.

Второй этап четвертичного вулканизма, или базальтовый вулканизм, который исключительно интенсивно проявился в Срединном хребте, в других вулканических зонах Камчатки развивался крайне неравномерно. В Центрально-Камчатской депрессии базальтовый вулканизм в основной своей массе проявился в виде ареальных излияний в районе Ключевского и Толбачинского долов. В Восточной вулканической зоне базальтовый этап представлен вулканами Гамченского ряда, Малым Семячиком и др. и незначительными зонами ареальных излияний. В Южной вулканической зоне базальтовый вулканизм в основной своей массе проявился в виде мощной ареальной зоны, протягивающейся почти на 120 км от вулкана Ксудач до вулкана Вилучинского; по формам проявления он ближе всего стоит к базальтовому вулканизму Срединного хребта. Время проявления базальтового вулканизма для всех вулканических зон одинаковое и датируется поздним плейстоценом – голоценом. Но главной особенностью базальтового вулканизма Срединного хребта по сравнению с другими вулканическими зонами является, во-первых, "временное" смещение его по отношению к первому этапу четвертичного вулканизма, т.е. в пределах Срединного хребта заканчивается первый этап четвертичного вулканизма, а затем уже начинается базальтовый этап. Для других же вулканических зон Камчатки второй базальтовый этап развивается параллельно или одновременно с продолжающимся вулканизмом первого этапа. Поэтому для всех вулканических зон, исключая, естественно, вулканическую зону Срединного хребта, характерно параллельное и одновременное развития как

Затем идет базальтовый вулканизм Центрально-Камчатской депрессии, и, наконец, вулканизм Восточной вулканической зоны.

В заключение отметим, что интенсивное проявление вулканизма, особенно базальтового, в тыловой части складчатой зоны является характерной особенностью не только Камчатки, но отмечается и во многих молодых складчатых зонах Тихоокеанского пояса. Четвертичный вулканизм Корякского нагорья практически аналогичен первому этапу вулканизма в Срединном хребте Камчатки. Раннечетвертичные излияния Срединного хребта аналогичны позднеплиоцен-раннечетвертичным излияниям базальтов в Приморье (Денисов, 1965). Характер вулканизма Срединного хребта в ранне-среднечетвертичное время весьма сходен с внутренней зоной Японии, особенно с зоной Тиокаи (Yagi, Kawano, Aoki, 1963).

Изложенная выше характеристика вулканической зоны Срединного хребта позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Четвертичный вулканизм в пределах Срединного хребта Камчатки проявился исключительно интенсивно и по сравнению с другими вулканическими зонами полуострова характеризуется некоторыми специфическими особенностями. Геологический эффект его вполне соизмерим, а в некоторых случаях превосходит эффект его в Восточной вулканической зоне полуострова. Четвертичный вулканизм закончился здесь несколько тысяч, а во многих районах, быть может, несколько сот лет тому назад, т.е. "временное" отставание его от проявлений в Восточной вулканической зоне незначительно и измеряется историческим интервалом. Не исключено возникновение новых центров извержений.

2. В четвертичном вулканическом цикле выделяются два этапа, которые смещены как по времени, так и, частично, в пространстве, резко различаются по продолжительности и характеру вулканической деятельности, а также по петрографо-петрохимическим особенностям изверженного материала. В Восточном вулканическом поясе наблюдается параллельное развитие как основного, так и кислого вулканизма, "временное" смещение между этапами отсутствует.

Первый этап (нижне-среднечетвертичные эффузивы) представлен крупными щитовыми дифференцированными вулканами, нередко с кальдерами вершинного типа или их реликтами (плато-эффузивами). Комплекс лав первого этапа состоит из довольно разнообразного состава — от базальтов до риолитов, но доминирующее положение занимают породы основного состава.

Второй этап (верхнечетвертичные и голоценовые эффузивы) представлен преимущественно щитовыми вулканами, близкими к исландскому типу, а также весьма многочисленными мелкими моногенными вулканическими образованиями (шлаковыми и лавовыми конусами ареального типа). Комплекс лав второго этапа состоит почти исключительно из базальтов и в меньшем количестве — андезитов-базальтов.

Существующее в литературе представление о доминирующей роли излияний первого этапа в ранне-среднечетвертичное время не соответствует действительности. Установлены огромные масштабы и большой геологический и морфоструктурный эффект вулканической деятельности в новейшее, позднечетвертичное и голоценовое время.

Масштабы четвертичного вулканизма на обоих этапах оказались весьма близкими.

В отличие от Восточной зоны четвертичный вулканизм Срединного хребта имеет ярко выраженный основной и существенно эффузивный характер для обоих этапов как следствие — отсутствие крупных кальдер, больших масс пемз, игнимбритов и т.п.

3. По петрохимическим особенностям четвертичные эффузивы представляют собой типичные тихоокеанские известково-щелочные породы с общим низким содержанием SiO_2 , с высоким содержанием CaO , устойчивым преобладанием Na над K и по сравнению с другими вулканическими зонами Камчатки характеризуются несколько повышенной суммарной щелочностью пород. Начальные излияния обоих этапов по основным петрохимическим свойствам и особенностям очень близки и, по всей вероятности, являются продуктами одного геодинамического процесса — базальтовой магмы.

земной коре. Лавы второго этапа практически не дифференцированы, что указывает на быстрое прохождение магмы через земную кору. Более щелочной характер четвертичных лав Срединного хребта по сравнению с другими вулканическими зонами Камчатки объясняется более щелочным составом исходной магмы, а не специфическими условиями дифференциации.

4. Вулканическая часть Срединного хребта характеризуется весьма сложным, мозаичным тектоническим строением. Формирование структуры как горной системы произошло в четвертичное время, в собственно горообразовательную стадию геосинклинального цикла развития.

Четвертичный вулканизм в целом происходит на фоне интенсивного сводово-блокового поднятия большей части территории, хотя, как правило, сам вулканизм локализуется в отрицательных структурах (грабенах). Первый этап четвертичных излияний парагенетически связан с горообразовательной стадией орогенного этапа развития. Второй этап четвертичных излияний парагенетически обусловлен консолидацией горной системы.

5. В морфоструктурном отношении центральная, вулканическая часть Срединного хребта представляет собой своего рода аккумулятивно-тектонический свод, сформированный под решающим воздействием эндогенных факторов — тектоники и вулканизма. Однако морфосозидающая роль тектоники и вулканизма проявилась несколько неравномерно. При оценке относительной роли тектоники и вулканизма в формировании современной морфоструктуры хребта выявляется доминирующая роль аккумуляции вулканических продуктов. Вулканизм явился решающим, ведущим фактором в морфогенезе, хотя роль тектоники также велика. В целом современные морфоструктуры центральной части хребта характеризуются яркими чертами перекомпенсированности накопления вулканических продуктов.

Итак, в молодых вулканических областях типа Камчатки роль экзогенных факторов в морфогенезе, несмотря на их большую интенсивность, не сопоставима с ролью эндогенных процессов.

6. Специфика четвертичного вулканизма Срединного хребта определяется его структурным положением в пределах западной, тыловой части Камчатской вулканической области. Аналогичные особенности четвертичного вулканизма присущи и другим внутренним вулканическим зонам Тихоокеанского сектора.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ
КАТАЛОГ ВУЛКАНОВ СРЕДИННОГО ХРЕБТА

КАТАЛОГ ВУЛКАНОВ

Описание вулканов Срединного хребта Камчатки представляет собой сводку наших знаний на 1 января 1970 г. по вулканам этой обширной территории полуострова.

Четвертичный вулканизм, как отмечалось выше, в пределах Срединного хребта проявился исключительно интенсивно. Срединный вулканический пояс является крупнейшей вулканической зоной Камчатки. В отдельных его участках вулканическая деятельность проявилась неравномерно и характеризуется специфическими особенностями. На этом основании здесь выделено девять вулканических районов:

1) Ичинский, 2) Козыревский, 3) Уксичанский, 4) Анаунский, 5) Алнейский, 6) Калгаучский, 7) Седанкинский, 8) Северный, 9) Западный.

В пределах названных районов выявлено сто пятнадцать вулканов (рис. 27):

- | | |
|-----------------------------|-----------------------------|
| 1. Хангар (2000) | 34. Копкан* |
| 2. Лаучачан (1818) | 35. Янпат (1205) |
| 3. Продольный* | 36. Чавыча (1190)* |
| 4. Лаучан (1485) | 37. Эггелпа (1046) |
| 5. Кобалан (1174) | 38. Олька (1100) |
| 6. Ичинский (3621) | 39. Ветровый (1122)* |
| 7. Малый Паялпан (1802)* | 40. Кругленький (1036)* |
| 8. Тынуа (1727)* | 41. Верховой* |
| 9. Ньолканде (1714)* | 42. Алней-Чашаконджа (2581) |
| 10. Большой Паялпан (1906)* | 43. Малый Алней (1858)* |
| 11. Паялпан (1788)* | 44. Половинный (1637)* |
| 12. Этопань (1264)* | 45. Киреунский (1925)* |
| 13. Носичан (1293,2)* | 46. Черный (1774) |
| 14. Кимитина (1438)* | 47. Двухъюрточный (1631)* |
| 15. Плоский (1236,1) | 48. Центральный (1382)* |
| 16. Ахтанг (1956) | 49. Пограничный (1428)* |
| 17. Козыревка (1029)* | 50. Водораздельный (1350)* |
| 18. Романовка (1442)* | 51. Заозерный (1264,9)* |
| 19. Оччамо (2181) | 52. Кастрюля (1155) |
| 20. Бонгабти (1823) | 53. Олений (1081,2)* |
| 21. Бунья (1527) | 54. Калгауч (1205,8) |
| 22. Эбев-Бунанья (1530) | 55. Близнец (1243,5)* |
| 23. Уксичан | 56. Калгнитунуп (1413) |
| 24. Чингейнгейн (1922) | 57. Федотыч (988)* |
| 25. Куюл (1453)* | 58. Кебенэй (1529) |
| 26. Нубалыкич | 59. Кунхилок (1226) |
| 27. Анаун (1828) | 60. Седанкинский (1257)* |
| 28. Крайний (1567)* | 61. Медвежий (1114) |
| 29. Бунанья (1336) | 62. Леутонгей (1341) |

67. Рассошина (1210)*
68. Титила (1549)
69. Междусопочный (1641)
70. Односторонний (1665)*
71. Шишель (2115)
72. Озерной (1021)*
73. Едовский (1381)*
74. Озерновский поток*
75. Каменистый (1762)*
76. Алнгей (1856)
77. Ука (1745)*
78. Теклетунуп*
79. Плоский (1405)
80. Ульванай (2005)
81. Сергеева*
82. Кайленэй (1582)
83. Лагерный (1764)*
84. Кевенэйтунуп (2106)
85. Белый (2080)*
86. Мутный (1345)*
87. Новограбленова*
88. Хувхойтун (2618)
89. Атласова (1764)*
90. Слюнина (1742)*

91. Лелякина*
92. Снежный (2211)
93. Гречишкина (1773)*
94. Кевенэй (1945)
95. Тунупилякум (1223)
96. Итктунуп*
97. Кутина*
98. Острый (2549)
99. Снеговой (2172)
100. Лангтуткин (1545)*
101. Северный (1882)*
102. Кахтана (1190)*
103. Воямпольский (1230)*
104. Ламутский (1161)*
105. Иэттунуп (1305)*
106. Большой*
107. Кекукнайский (Ленинградец)
108. Малая Кетепана (1230)
109. Большая Кетепана (1502)
110. Тигильский*
111. Большой Чекчебонай (1391)
112. Переваловый*
113. Малый Чекчебонай (1247)
114. Овальный (731)
115. Шлен (1001)

*)

Название вулкана дано Н.В. Огородовым и Н.Н. Кожемякой (цифрами обозначены абсолютные высоты вулканов).

Основным критерием при выделении вулканов являлись аккумулятивные вулканические формы, имеющие полигенный характер, хотя в некоторых случаях полигенность образования установить практически не удалось. Поэтому к вулканам отнесились вулканические аккумулятивные постройки, диаметры оснований которых, как правило, составляли более 2 км, а объем изверженного материала превышал 2 км³. В описание не вошли отдельные экструзивные купола, не связанные с формированием вулканических построек. Центров ареального вулканизма, т.е. одноактных небольших вулканов, в зоне Срединного хребта насчитывается около 1000, их описание составляет, по-видимому, самостоятельную задачу. В описание также не вошли сильно разрушенные вулканы плиоценового возраста, хотя некоторые исследователи (Власов, 1956; Волчанская, 1965; Фрих-Хар; 1966, и др.) приводят их детальное описание. И, наконец, вулкан Хангар не включен в сводку описания вулканов, так как он располагается вне зоны четвертичного вулканизма, в области развития древних метаморфических толщ. Вулкан Хангар детально изучен Т.Ю. Марениной (1959). Все вулканы в тексте имеют двойную нумерацию, первая цифра обозначает номер вулкана в определенном вулканическом районе, а вторая — номер вулкана на территории хребта согласно рис. 27. Описание вулканов приводится по отдельным вулканическим районам (с юга на север). Вначале дается общая характеристика вулканического района в целом, а затем краткая характеристика отдельных вулканов. Описание вулканов построено по одному плану, в основу которого принято описание типа "Международного каталога действующих вулканов", хотя в некоторых случаях авторами допускались небольшие отклонения.

Несколько слов следует сказать о названии вулканов. Вулканы, не имеющие наз-

1. Ичинский вулканический район

Ичинский вулканический район располагается в междуречье рек Ичи и Быстрой Хайрюзовской, замыкая зону четвертичного вулканизма с юга. Четвертичная вулканическая специфика района обусловлена не только наличием самого крупного и единственного действующего вулкана Срединного хребта — Ичинского, но и мощным проявлением древнечетвертичного вулканизма (рис. 28).

Южная часть района в геоморфолого-структурном отношении представляет собой небольшой продолговатый хребет, существенной особенностью которого является широкое развитие пологонаклонных лавовых платообразных останцов. Все останцы располагаются радиально вокруг центральной части хребта и имеют периклинальное залегание, что, несомненно, указывает на наличие крупного центра излияний, сформировавших мощный (до 400 м) лавовый комплекс. Наличие крупного центра излияний подтверждается также и другими геологическими данными. Во-первых, отмечается увеличение угла наклона лавовых потоков к центральной части хребта, т.е. "задирание" лавовых потоков и их выполаживание к периферии. Во-вторых, к центральной части хребта в разрезах лавового комплекса наблюдается увеличение количества пирокластического материала и его огрубление. И, наконец, в-третьих, в центральной части, вокруг которой группируются платообразные останцы, располагается серия экструзий, с небольшими полями газо-гидротермально измененных пород. Все это указывает на наличие крупного сильно разрушенного вулканического центра, названного Черпуком. Формирование вулкана произошло, вероятно, в позднеплиоценовое-раннечетвертичное время.

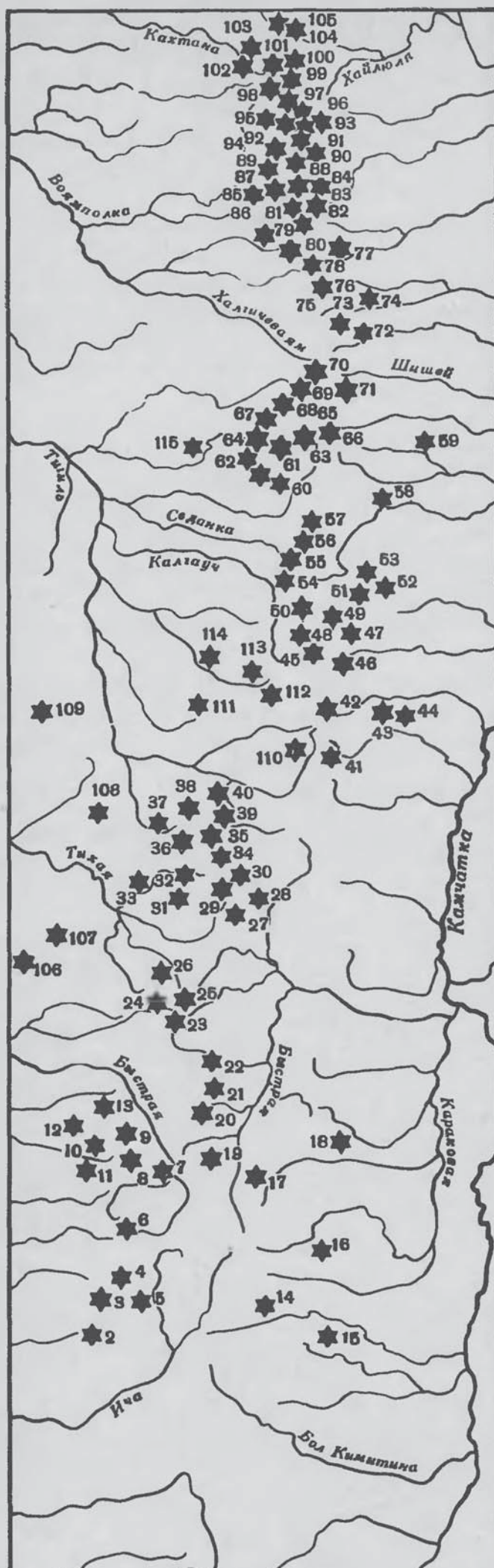
На платообразных останцах вулкана Черпук располагаются два вулкана Продольный и Лаучан, морфологическая выраженность которых позволяет относить их к вулкану, а не к реликтам или останцам. По ряду геоморфологических признаков, а также по данным палеомагнитного анализа (лавы вулканов имеют обратный вектор намагниченности) они также относятся к древнечетвертичным образованиям. И, наконец, имеются еще два вулкана, Лаучачан и Кобалан, совершенной сохранности, представляющие собой верхнечетвертичные образования. Современные (голоценовые) излияния представлены проявлением ареального вулканизма (конус Южный Черпук и др.).

Северная часть Ичинского вулканического района представляет собой систему небольших хребтов, радиально располагающихся по отношению к вулкану Ичинскому (Малый Паялпан, Тынуа, Большой Паялпан и Панкован). Они построены группой слившихся небольших щитовых вулканов. Всего насчитывается семь вулканов — Малый Паялпан, Тынуа, Нюлканде, Большой Паялпан, Паялпан, Этопань и Носичан. В возрастном отношении все вулканы близки и являются, в основном, верхнечетвертичными образованиями. Исключение составляет вулкан Паялпан, возраст которого определяется как доледниковый, т.е. древне-среднечетвертичный.

Таким образом, в Ичинском вулканическом районе выделено двенадцать вулканов. Общая площадь вулканических образований около 1000 км², а объем изверженного материала равен примерно 550 км³. Естественно, что основная часть площади и объема приходится на вулкан Ичинский.

1 (2) Вулкан Лаучачан располагается на юго-западном окончании хребта Лаучан. Абсолютная высота 1018,3 м, относительная западных склонов 500 м, восточных — 200 м. В плане сооружение близко к окружности, с диаметром 6 км, площадь — 15 км², объем изверженного материала — 2 км³. Форма вулканической постройки — пологий щит, заканчивающийся небольшим конусом, с эксцентрично расположенной вершиной. Склоны вулкана слабо эродированы. На его северном склоне располагается небольшой ледниковый кар. В строении постройки резко преобладают лавовые потоки и только в привершинной части наблюдается увеличение пирокластического материала. Возраст вулкана не вполне ясен. Учитывая его хорошую сохранность, можно предположить, что вулкан является верхнечетвертичным (Q₃).

Рис. 27. Схема расположения вулканов
Срединного хребта Камчатки.



каническая гряда названа вулканом Продольным. Наивысшая абсолютная отметка – 1505 м, относительная высота в среднем 700 м. В плане – это вытянутый массив с осями 10×8 км и общей площадью около 110 км^2 . Объем изверженного материала оценивается в 26 км^3 . Вулканический массив сильно эродирован. Первичные склоны вулкана сохранились лишь на отдельных участках. Намечаются три центра излияния: один в районе отм. 1050 м, другой несколько северо-западнее от него и третий в районе отм. 1505 м. Вокруг каждого центра радиально располагаются пологие платообразные останцы, характеризующиеся периклинальным залеганием лавовых потоков. Для них характерно чередование лавовых потоков, разделенных шлаковидной зоной закалки или маломощными прослоями пирокластического материала (1–1,5 м). Угол наклона лавовых потоков составляет $8-10^\circ$. Состав продуктов извержений представлен андезитами. Возраст вулкана доледниковый (доверхнечетвертичный), что подтверждается взаимоотношением с ледниковыми комплексами, а также палеомагнитными данными. В формировании вулкана преобладали лавовые излияния.

3 (4) Вулкан Лаучан располагается в истоках рек Сопочная и Алестар. Абсолютная высота – 1485 м, относительная – 500 м. В плане сооружение близко к окружности с диаметром 6 км, площадь – $\sim 36 \text{ км}^2$. Объем изверженного материала – 25 км^3 . Форма вулкана – сильно эродированная шитообразная постройка. Первично-вулканический облик склонов сохранился лишь на отдельных участках. Вся вулканическая постройка вплоть до вершины эродирована радиально расположенными крупными карами, переходящими в троговые долины. Сохранились три

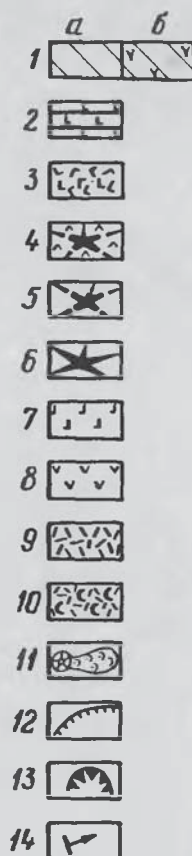
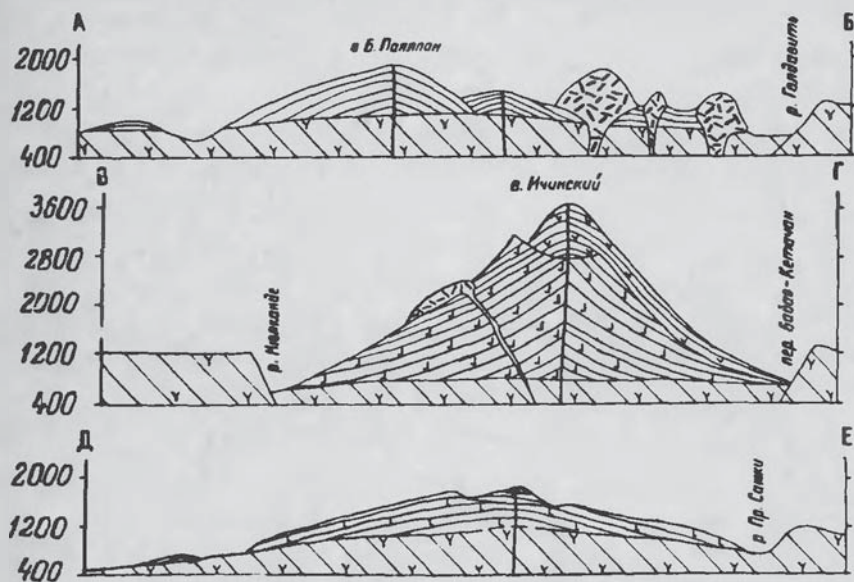


Рис. 28. Схема вулканических образований Ичинского района.

1 – фундамент четвертичных вулканических образований: а – участки преимущественного развития пород ковранской серии; б – участки преимущественного развития пород алнейской серии (верхний миоцен–плиоцен); 2 – покровы древнечетвертичных лав базальтового состава; 3 – участки древнечетвертичных лав и экструзивные образования; 4 – вулканы древне-среднечетвертичного возраста андезитового состава; 5 – вулканы древне-среднечетвертичного возраста, состав неизвестен; 6 – верхнечетвертичные и современные щитовые вулканы базальтового состава; 7 – базальты, андезито-базальты и их туфы соммы Ичинского вулкана; 8 – андезиты, андезито-дациты и их туфы вершинного конуса вулкана Ичинского; 9 – экструзии дацитового состава; 10 – лавовые потоки дацитового состава; 11 – шлаковые конусы и их лавовые потоки; 12 – разломы, ограничивающие вул-



собой платообразные участки, имеющие периклинальное залегание. Для них характерно чередование лавовых потоков. Средняя мощность лавовых потоков – 15–20 м. Они разделены шлаковидной коркой незначительной мощности, реже тонкими прослоями шлака вместе со шлаковидной лавой (мощность 0,5–1,5 м). В привершинной части останцов увеличивается количество шлаковидной лавы, в заметном количестве появляются шлаки и агглютинаты. Состав продуктов извержений представлен андезитами.

Возраст вулкана Лаучан древнечетвертичный. Нижняя возрастная граница фиксируется по кровле плато-эффузивов, возраст которых определяется как древнечетвертичный. Верхняя возрастная граница определяется по соотношению с ледниковыми формами рельефа и данными палеомагнитного анализа.

4 (5) Вулкан Кобалан располагается в верховьях р.Алестар. Абсолютная высота – 1174 м, относительная – 550 м. В плане сооружение имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с осями 7 x 4 км, площадь – 17 км². Объем изверженного материала – 3 км³. Форма вулканической постройки – пологий вытянутый конус. Наибольшая мощность лавовых потоков наблюдается у краевых частей вулкана и составляет 15–20 м, средняя же мощность лавовых потоков колеблется в пределах 10 м; мощность прослоев пирокластического материала не превышает 1–1,5 м. Вершина вулкана плоская, кратер отсутствует. Вулкан Кобалан относится к типичным лавовым стратовулканам. Состав продуктов извержений представлен базальтами и андезито-базальтами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Отметим, что базальтами представлены начальные излияния вулкана, а в заключительный этап формирования состав лав становится более кислым и соответствует андезито-базальтам, а в некоторых разностях – андезитам. Возраст вулкана верхнечетвертичный, так как склоны его имеют следы ледниковой экзарации только второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^2).

5 (6) Вулкан Ичинский располагается в верховьях рек Ичи, Морошки, Быстрой Хайрюзовской. Абсолютная высота 3631 м, относительная – около 2800 м. Площадь его – 560 км², а объем изверженного материала – 450 км³. Вулкан Ичинский является самым крупным вулканическим сооружением и единственным действующим вулканом зоны Срединного хребта. В то же время вулкан имеет ряд специфических особенностей (Эрлих, 1958; Огородов, 1962 а). В настоящее время он изучен наиболее детально.

По представлениям К.И. Богдановича (Bogdanovitsch. 1904) возвышенности, окружающие вулкан, являются его соммой. Под соммой он понимал цепь гор, окружающих вулкан, т.е. в современном понимании – борта вулкано-тектонической депрессии Ичинского вулкана. По данным Э.Н. Эрлиха (1958), вулканическое сооружение имеет двойную сомму с вершинным куполом. Древняя сомма сложена сильно ожелезненными, стекловатыми андезито-базальтами, базальтами, их туфами, туфобрекчиями, частично раскристаллизованными обсидианами. К этой же сомме приурочены экструзии дацитов, липарито-дацитов. Высказывается предположение, что экструзии синхронны изменениям внутренней (молодой) соммы, которая сложена потоками черных андезитов, андезито-базальтов с отдельными линзами туфобрекчий. Наиболее своеобразную точку зрения о структуре Ичинского вулкана высказывает А.Е. Святловский (1960 а). Он считает, что ни одной соммы здесь нет. Группа останцов, окружающая полукольцом с севера вершинный купол вулкана, представляет собой крупные блоки фундамента – древнечетвертичные плато, поднятые тектоническими подвижками. Наиболее крупная работа по Ичинскому вулкану выполнена Т.Ю. Марениной (1962). Она выделяет только одну сомму, которая соответствует древней сомме по Э.Н. Эрлиху или экструзивным образованиям по А.Е. Святловскому. По данным Т.Ю. Марениной, вулкан Ичинский представляет собой сомму-вулкан с двумя конусами, расположенными в атрио соммы, а склоны соммы усложнены экструзивными образованиями. И все же, несмотря на многочисленные работы, геологическое строение Ичинского вулкана остается неясным.

Вершинный купол вулканического массива сложен лавовыми потоками с просло-

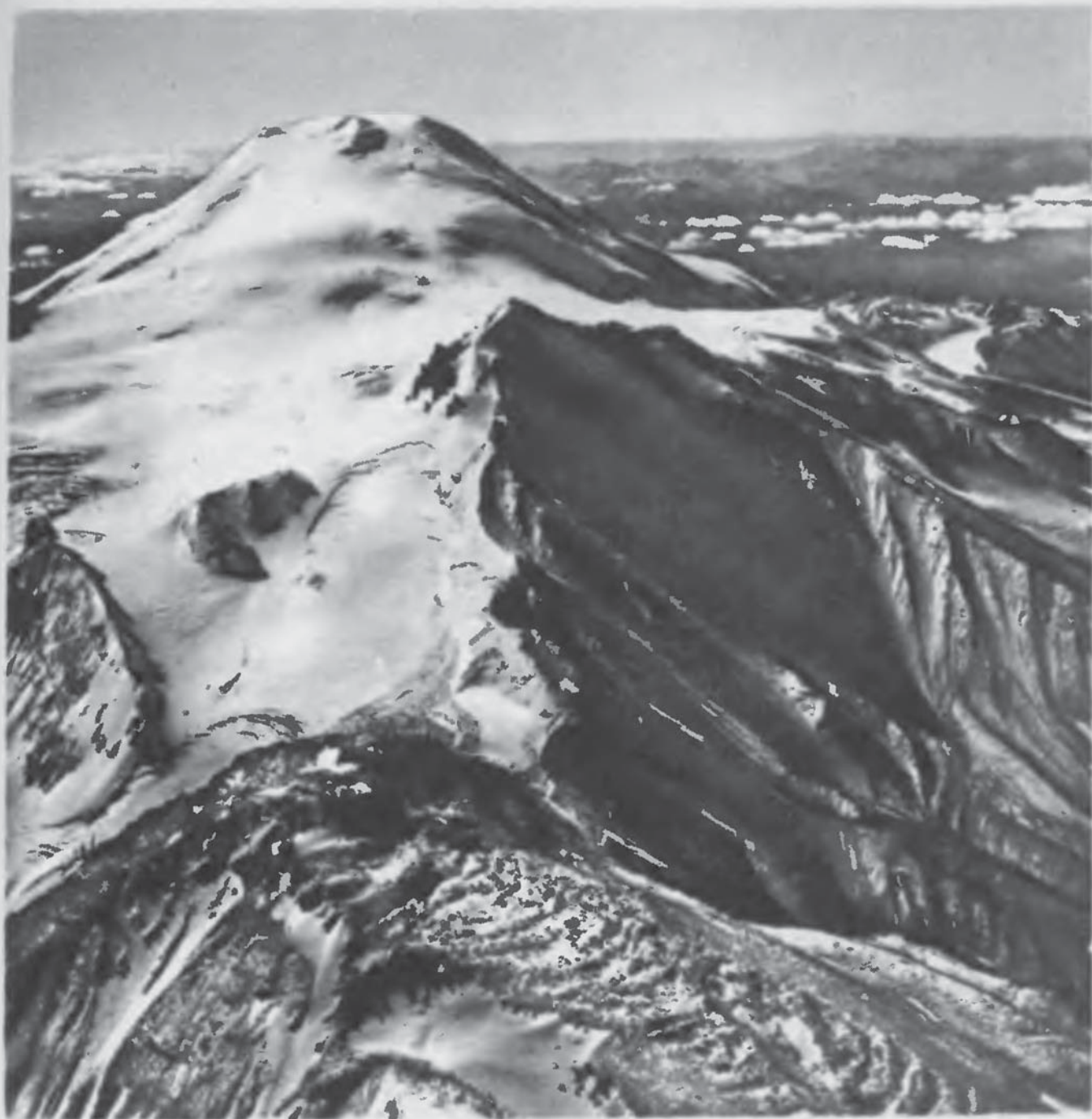


Рис. 29. Вулкан Ичинский, северный склон. На переднем плане – экструзивный поток дацитового состава, на среднем плане – края соммы вулкана, отм. 3038 м, на дальнем плане вершина вулкана

Вторым геоморфологическим и структурным элементом вулкана являются скалистые гребни с абсолютными отметками около 3000 м, расположенные с северной стороны вершинного конуса. Эти останцы имеют самое разнообразное толкование: по Э.Н. Эрлиху – сомма вулкана, по А.Е. Святловскому – приподнятые блоки фундамента, а по Т.Ю. Марениной – андезито-базальтовый стратовулкан. Петрографический состав лав и внутренняя структура останцов относительно проста. Они построены лавовыми потоками различной мощности (от 2–3 м до 10–12 м) с прослоями туфов, туфобрекчий. Общая мощность пирокластического материала в верхней части останцов несколько преобладает над лавовыми потоками. Состав лав изменяется от базальтов до андезитов. Аналогичный состав лав наблюдается в северной

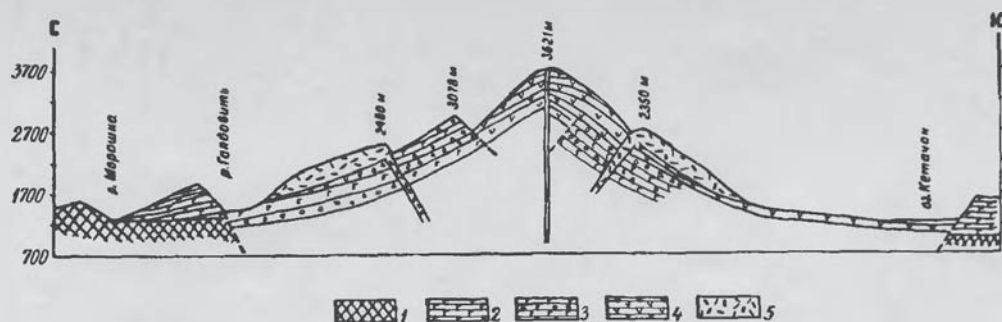


Рис. 30. Схема строения вулкана Ичинского. 1 — дочетвертичные породы фундамента вулкана; 2 — древнечетвертичные базальты и андезито-базальты; 3 — базальты, андезито-базальты и их туфы соммы вулкана; 4 — андезиты, андезито-дациты и их туфы; 5 — лавовые потоки дацитового состава

Третьим геоморфологическим и структурным элементом Ичинского вулкана являются возвышенности с абс.отм. 1725, 2480, 2157, 1936, 2361, 2350 и ряд других, которые кольцом окружают вулканическую постройку. Последние также имеют различную интерпретацию: по Э.Н. Эрлиху — древняя сомма вулкана, а часть из них — экструзивные образования, по А.Е. Светловскому — экструзивные образования, а Т.Ю. Маренина рассматривает их как древнюю сомму вулкана. Все эти возвышенности бронированы мощными лавовыми потоками двупироксеновых, роговообманково-пироксеновых андезитов и гиперстен-роговообманковых андезито-дацитов и дацитов. Большая их часть относилась всеми исследователями к экструзиям, которые имеют одну характерную особенность — все они образовали мощные, хорошо сохранившиеся лавовые потоки. Экструзивные лавовые потоки являются самыми молодыми образованиями и представлены наиболее кислыми разностями пород.

Другие возвышенности, аналогичные предыдущим, Э.Н. Эрлихом и Т.Ю. Марениной рассматривались как древняя сомма вулкана. Эти останцы по морфологическим и петрографическим особенностям совершенно аналогичны молодым экструзивным образованиям и отличаются только большей разрушенностью.

Итак, в структуре вулкана можно выделить следующие элементы: сомму, вершинный конус и экструзивные образования (рис. 30).

Кратко остановимся на возрасте вулкана. Все предыдущие исследователи указывали, что вулкан Ичинский начал формироваться в древнечетвертичное время, ссылаясь на то, что краевые части вулканического сооружения эродированы среднеплейстоценовым оледенением. Но никаких доказательств, что оледенение является среднеплейстоценовым, не приводилось. В настоящее время установлено, что моренный комплекс, развитый в районе Ичинского вулкана, относится ко второй (последней) стадии верхнеплейстоценового оледенения (Кожемяка, 1966). Краевые части вулканической постройки подрезаются трогами второй стадии оледенения. В валунном материале морен встречается большое количество обломков лав вулкана. Какие-либо признаки, указывающие на связь вулканического сооружения со среднеплейстоценовым оледенением или с первой фазой верхнеплейстоценового отсутствуют. Таким образом, формирование Ичинского вулкана началось в конце верхнечетвертичного времени. Основная масса излияний произошла в голоценовое время, а отдельные излияния лавовых потоков происходили в историческое время.

Формирование Ичинского вулкана начинается с излияний базальтовых и андезито-базальтовых лав, которые образуют крупную (диаметром около 20 км) шитовую постройку или лавовый пьедестал. Далее, наряду с излияниями основного состава, появляются двупироксеновые и авгитовые андезиты и их туфы. Значительно увеличивается эксплозивный индекс, и шитовая постройка постепенно переходит в стратовулкан андезито-базальтового и андезитового состава. Формирование стратовулкана заканчивается образованием вершинной кальдеры диаметром 3–3,5 км (останцы с отм. 3083, 2900, 2800). Образование кальдеры сопровождалось агломератовыми потоками,

которые фиксируются во многих местах на северных склонах вулкана. С формированием андезито-базальтового вулкана происходит образование кольцевой вулканотектонической депрессии. После незначительного перерыва новые извержения начинают, по-видимому, одновременно формировать вершинный конус в атрию соммы вулкана и экструзивные образования на склонах вулкана.

6 (7) Вулкан Малый Паялпан располагается в верховье р. Быстрой Хайризовской, составляя северное окончание гор Малый Паялпан. Абсолютная высота – 1802 м, относительная высота западных склонов – 600 м, восточных – 1000 м. В плане сооружение имеет правильную форму, близкую к окружности с диаметром около 8 км; площадь – 65 км². Объем изверженного материала около 17 км³. Форма вулканической постройки близка к щитовой, заканчивающейся двумя вершинами. Склоны эродированы слабо, представляют собой развал лавовых полей и имеют ступенчатое строение. Южная вершина заканчивается шлаковой постройкой, диаметр основания которой 800 м. На вершине располагается небольшой кратер, открытый в северо-западном направлении. Последние излияния лавовых потоков были направлены на юг и восток. Северная вершина также венчается шлаковой постройкой. В северо-западной части аккумулятивно насаженной шлаковой постройки примерно на середине склона располагается небольшая воронка взрыва. В разрезе вулкана преобладают лавовые потоки, только в привершинной части постепенно увеличивается количество пирокластического материала. Состав продуктов извержений представлен базальтами и андезито-базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный, но возможно, что последние его извержения происходили в начале современного (голоценового) времени.

7 (8) Вулкан Тынуа располагается в верховьях левобережья р. Голдавить, образуя водораздел между последней и реками Бунанья и Носичан. Абсолютная высота – 1727 м, относительная – 500 м. В плане сооружение имеет форму окружности диаметром 7 км. Площадь – 30 км². Объем изверженного материала – 6 км³. Форма вулкана – пологий щит, постепенно переходящий к вершине в пологий конус и заканчивающийся небольшим кратером. Вулкан эродирован слабо и только его северо-восточное подножье подрезано троговой долиной р. Бунаньи. В привершинной части вулкана, на его северо-восточных склонах, имеются два распада. Остальные же склоны имеют первично-вулканический облик. Кратер представляет собой небольшую плоско-вогнутую чашу, открытую в восточном направлении. На юго-западном склоне имеется небольшой лавовый поток, который морфологически лучше выражен по отношению к окружающим его лавовым полям. В строении вулкана существенная роль принадлежит лавовым потокам и только в привершинной части наблюдается незначительное увеличение пирокластического материала, а лавы приобретают шлаковидный облик. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

8 (9) Вулкан Ньолканде располагается в верховьях рек Носичан, Ньолканде и Бунаньи, занимая центральную часть гор Тынуа. Абсолютная высота – 1714 м, относительная – 400 м. В плане сооружение имеет несколько вытянутую в северном и восточном направлении форму, занимая площадь около 23 км². Объем изверженного материала – около 4 км³. Форма вулканической постройки – неправильный щит. Основная масса излияний была направлена в северном и восточном направлении, что обусловлено рельефом местности. Склоны вулкана эродированы слабо, в восточной части постройки расположены два ледниковых цирка, переходящие в троговые долины. Привершинная часть постройки имеет первично-вулканический облик, и пологий щит заканчивается двумя небольшими шлаковыми конусами, диаметры которых не превышают 250 м. На вершине шлаковых конусов имеются небольшие кратеры. На северном склоне вулкана, вблизи его подножья, располагается небольшой шлаковый конус. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

9 (10) Вулкан Большой Паялпан располагается в верховье рек 1-а Белоголовая, Этопань и Носичан. Абсолютная высота – 1906 м, относительная северо-западных склонов – 1200 м, юго-восточных – 600 м. В плане вулкан имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму с осями 15 x 8 км, площадь – около 90 км². Объем изверженного материала – 20 км³. Форма вулканической постройки – пологий щит. Основная масса излияний была направлена в северо-западном направлении, что обусловлено наклоном фундамента. Склоны сохраняют первично-вулканический облик, вулканическая постройка эродирована слабо. Подножья северо-восточных и юго-западных

склонов с резким перегибом переходят в склоны троговых долин. В привершинной части на северном и юго-западных склонах располагаются кары, переходящие в троговые долины. Склоны вулкана представляют собой развал лавовых полей и имеют ступенчатое строение. Вершина вулкана заканчивается двумя конусами. Западный конус очень пологий, сложен преимущественно лавами и венчается пологовогнутой чашей-кратером. Восточный конус, располагающийся на склоне лавового конуса, представляет собой типичную шлаковую постройку, вершинный кратер которой полностью разрушен барранкосами. Состав продуктов излияний представлен базальтами. Большая часть вулканической постройки сформировалась в верхнечетвертичное время, но заключительные излияния, возможно, происходили в начале современного (голоценового) времени.

10 (11) Вулкан Паялпан располагается в верховьях правобережья р. 1-я Белоголовая. Абсолютная высота – 1788 м, относительная северо-западных склонов – около 1000 м, юго-восточных – 600 м. В плане вулкан имеет вытянутую в северо-западном направлении форму с осями 14 x 8 км, площадь – около 80 км², объем вулканической постройки – 22 км³. Вулканическая постройка вплоть до вершины эродирована глубокими радиально располагающимися распадками. Юго-западное и западное подножье вулкана с резким перегибом переходит в склон троговой долины р. 1-я Белоголовая. Северные склоны также эродированы глубокими троговыми долинами, которые к вершине вулкана переходят в устье. Между соседними троговыми долинами по периферической части вулканического сооружения сохранились отдельные небольшие участки первичных склонов, которые имеют форму пологонаклонных платообразных останцов. Всего насчитывается около семи таких платообразных останцов. Все они группируются радиально вокруг центральной части вулкана и имеют периклинальное залегание лавовых потоков. Привершинная часть вулкана в значительной степени переработана процессами эрозии и денудации. Сильная эродированность вулканического сооружения, а также частичное срезание подножья троговой долиной р. 1-я Белоголовая, в которой наблюдаются два комплекса моренных отложений первой и второй стадии верхнеплейстоценового оледенения, позволяют датировать его возраст как нижне-среднечетвертичный.

11 (12) Вулкан Этопань располагается на водоразделе рек 1-я Белоголовая и Этопань. Абсолютная высота – 1264,3 м, относительная – около 400 м. Площадь вулкана – 70 км². Объем вулканической постройки – 9 км³. Форма вулкана – пологий щит. Вершинная часть не эродирована, и только с середины склонов начинаются ледниковые кары, но глубина их незначительна. Вершина очень плоская, кратер отсутствует. Отдельные лавовые потоки на склонах не выделяются, склоны представляют собой развал лавовых полей и имеют ступенчатое строение. В формировании постройки резко преобладали лавовые излияния. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

12 (13) Вулкан Носичан располагается в верховье правобережья р. Этопань. Абсолютная высота – 1264 м, относительная – 300 м. В плане вулканическое сооружение занимает площадь, близкую к окружности с диаметром основания 5 км. Площадь – 22 км². Объем вулканической постройки – 3 км³. Форма вулкана – пологий щит. Основная масса излившегося материала распространялась в северо-западном направлении. Большая часть вулканической постройки не эродирована, склоны представляют собой развал лавовых полей. Вершина вулкана плоская, кратер отсутствует. Подножье вулкана эродировано небольшими карами. Возраст его верхнечетвертичный (Q₃).

2. Козыревский вулканический район

Козыревский вулканический район приурочен к горст-антиклинальному поднятию Козыревского хребта, который является южным звеном Козыревско-Быстринской системы горст-антиклинальных поднятий и представляет собой наиболее приподнятую ее часть. Геологическое и тектоническое строение хребта довольно сложное – фундаментом четвертичных эффузивов являются эффузивно-пирокластические образования паратунской и березовской свит, алнейской серии и голыгинской свиты. Четвертичные образования относительно широко распространены в пределах хребта, среди них



Рис. 31. Схема расположения вулканических образований Козыревского района. 1 – вулканы; 2 – шлаковые конусы ареального типа; 3 – лавовые потоки. Вулканы: 1 – Кимитина; 2 – Плоский; 3 – Ахтанг; 4 – Козыревка; 5 – Романовка

преобладают древнечетвертичные базальты и андезито-базальты. Они, как правило, несогласно залегают на отложениях алнейской серии, либо на более древних. Совместно с породами алнейской серии древнечетвертичные покровы пространственно приурочены к водораздельной части хребта, где имеют периклиинальное залегание. Можно выделить четыре центра древнечетвертичных излияний; покрывающие большую часть площади хребта. По морфологическим особенностям они представляют собой реликты крупных щитообразных вулканов, аналогичных вулкану Черпук в Ичинском вулканическом районе. На древнечетвертичных покровах располагаются либо лавовые полигенные вулканы, либо экструзивные купола, состав которых отвечает андезитам, андезито-дацитам и дацитам.

Верхнечетвертичные и современные вулканические образования Козыревского района представлены в основном проявлениями ареального вулканизма, и имеется лишь незначительное количество небольших базальтовых щитовых и близких к ним

по типу вулканов (рис. 31). Всего насчитывается свыше 225 центров излияний и только пять из них составляют вулканы полигенного типа (Кимитина, Плоский, Ахтанг, Козыревка и Романовка). Общая площадь, занятая вулканическими образованиями, составляет 750 км², на долю вулканов приходится около 300 км². Общий объем изверженного материала составляет около 110 км³, из них доля ареального вулканизма оценивается в 10 км³.

1 (14) Вулкан Кимитина располагается на правом берегу р. Большой Кимитиной, в ее верхнем течении. Абсолютная высота - 1438 м, относительная - 700 м. В плане постройка имеет форму правильной окружности диаметром 7 км, площадь - 30 км². Объем изверженного материала - 8 км³.

Форма вулканической постройки - пологий конус. Склоны вулкана сильно эродированы карами, расположенными равномерно по всему сооружению. Привершинная часть совершенно не эродирована и имеет первично-вулканический облик. Вершина заканчивается очень пологим конусом, кратер отсутствует. Все склоны, как правило, представляют собой развал глыбы. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

2 (15) Вулкан Плоский располагается на правом берегу р. Большой Кимитиной, в ее среднем течении. Абсолютная высота - 1236,1 м, относительная восточных склонов - 900 м, западных - 450 м. В плане вулканическое сооружение имеет форму вытянутого с севера на юг овала с осями 7 x 5 км, площадью в 28 км². Объем изверженного материала около 5 км³. Форма вулкана - пологий щит, постепенно переходящий к вершине в пологий двойной конус. Вершина вулкана сильно смещена к западу. Склоны ровные и только у подножия имеются неглубокие распадки. Конус заканчивается двойной вершиной - восточная - пологий лавовый конус, западная - небольшой шлаковый конус. Вершина шлакового конуса венчается небольшим пологим кратером диаметром 200 м, открытым в северо-восточном направлении. Отдельные лавовые потоки на склонах не выделяются, все склоны представляют собой развал глыб и имеют ступенчатое строение. Возраст вулкана голоценовый (Q₄).

3 (16) Вулкан Ахтанг располагается в междуречье рек Сухарики и Караконная, примерно в их среднем течении. Он является самым крупным вулканом данного района. Абсолютная высота 1956,2 м, относительная около 1250 м. В плане постройка имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении с осями 15 x 10 км, площадью в 85 км². Объем изверженного материала - около 30 км³.

Вулкан Ахтанг представляет собой небольшой вулканический массив, в основании которого располагается пологая щитовая постройка. Вершинная часть заканчивается пологим конусом. Северные склоны вплоть до вершины в значительной степени разрушены карами, переходящими в небольшие троговые долины. Южные и восточные эродированы слабо и имеют первично-вулканический облик. Вершина вулкана сильно разрушена. Сохранилась небольшая плоская площадка, по-видимому, реликт кратерной воронки. Начальные излияния вулкана Ахтанг представлены преимущественно базальтами, вершинная часть, в которой уже существенную роль имеет и пирокластический материал, представлена андезито-базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

На склонах вулкана Ахтанг и возле его подножья располагается большое количество голоценовых шлаковых конусов ареального типа, которые характеризуются весьма совершенной сохранностью.

4 (17) Вулкан Козыревский располагается в истоках р. Козыревки. Абсолютная высота - 2029 м, относительная около 1000 м. В плане сооружение имеет форму окружности диаметром 10 км, площадью в 72 км². Объем изверженного материала около 20 км³. Форма вулканической постройки - пологий щит, наибольший угол наклона склонов составляет 10-12°. Вершина вулкана заканчивается лавовым конусом с незначительным количеством пирокластического материала; имеется кратерная воронка, из которой излились небольшие лавовые потоки. Большая часть постройки не эродирована и имеет первично-вулканический облик. Подножье вулкана обнаруживает четкие следы воздействия последней стадии верхнеплейстоценового оледенения. На юго-западном склоне вулкана, вблизи его подножья, располагается побочный лавовый конус с отметкой 1783 м, вершина которого заканчивается шлаковой постройкой. Лавовый конус, диаметр основания которого 3,5 км, не обнаруживает следов ледниковой обработки. На вершине лавового конуса расположена шлаковая постройка,

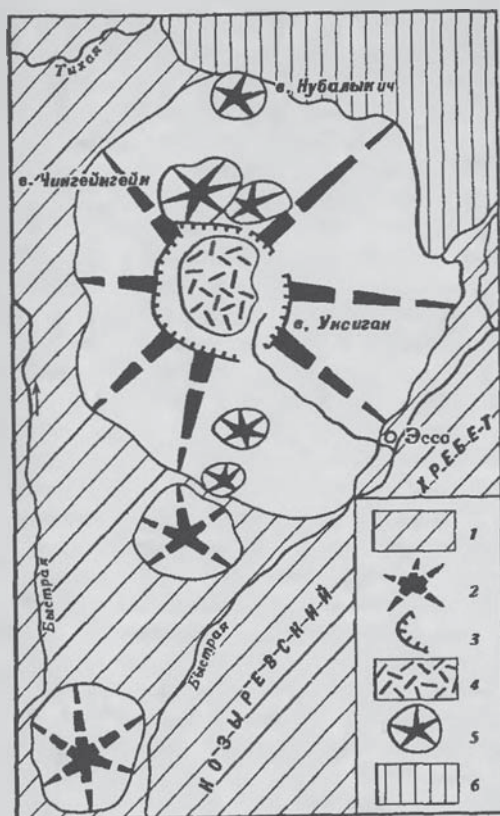


Рис. 32. Схема расположения вулканов Уксичанского района.

1 - эффузивно-пирокластические отложения фундамента вулканов; 2 - древнечетвертичные вулканы; 3 - кальдера вулкана Уксичан; 4 - экструзия в кальдере вулкана Уксичан; 5 - позднечетвертичные-голоценовые вулканы; 6 - лавовые комплексы Анаунского района.

диаметр ее основания - 800 м, относительная высота около 180 м. Кратерная воронка отсутствует. На западном склоне лавового конуса располагается миниатюрный шлаковый конус, диаметр которого 150 м и относительная высота 50 м. Аналогичный шлаковый конус имеется также на юго-восточном склоне вулкана. В формировании вулкана Козыревского преобладали лавовые излияния. Возраст - верхнечетвертичный - современный (Q_3-Q_4).

5 (18) Вулкан Романовка располагается на левобережье р. Козыревки, в истоках ручья Романовки. Абсолютная высота - 1442,8 м, относительная - около 800 м. В плане вулканическое сооружение имеет форму овала, вытянутого в северо-западном направлении с осями 7 x 5 км, площадью в 24 км². Объем постройки - 5 км³. Форма вулканической постройки - правильный пологий конус. Все склоны развиты пропорционально, имеют первично-вулканический облик и только подножье вулкана эродировано небольшими распадками. Конус заканчивается двумя небольшими вершинами: северо-западная - пологий лавовый конус, юго-восточная - шлаковая постройка, состоящая из двух слившихся шлаковых конусов. Возраст вулкана голоценовый (Q_4).

3. Уксичанский вулканический район

Уксичанский вулканический район занимает водораздельный участок хребта в междуречье рек Быстрая Козыревская, Быстрая Хариузовская и Тихая. В структурном отношении район вместе с другим - Анаунским вулканическим - районом приурочен к сложно построенному грабену. Четвертичная вулканическая специфика района, в первую очередь, обусловлена развитием древнечетвертичных щитообразных вулканов. Наиболее крупным и детально изученным является вулкан Уксичан, который занимает большую часть территории района (рис. 32).

К югу от вулкана Уксичан располагаются два небольших сильно разрушенных вулкана Оччамо и Бонгабти, возраст которых также древнечетвертичный.

На склонах вулкана Уксичан располагается пять шитовых вулканов (Бунаня, Эбев-Бунанья, Чингейгейн, Куол и Нубылыкич) и около семидесяти шлаковых и лавовых конусов ареального типа. Все эти вулканические образования являются молодыми по отношению к вулкану Уксичан, возраст их верхнечетвертичный и современный (голоценовый). По составу они представлены базальтовыми разностями пород, генетически не связаны с формированием вулкана Уксичан и относятся к новому этапу магматической деятельности в четвертичном вулканическом цикле.

Таким образом, Уксичанский вулканический район характеризуется, с одной стороны, мощным проявлением древнечетвертичного вулканизма, в результате которого сформировался крупнейший среди шитообразных вулканов Срединного хребта – Уксичан и, с другой стороны, проявлением нового этапа вулканизма, который начался после перерыва и представлен преимущественно небольшими шитовыми вулканами и многочисленными шлаковыми и лавовыми конусами. Площадь, занятая четвертичными эффузивами, составляет более 2000 км², объем изверженного материала оценивается примерно в 400 км³.

1 (19) Вулкан Оччамо располагается в верховье рек Быстрой Хайрюзовской и Быстрой Козыревской, образуя их водораздел. Абсолютная отметка – 2181 м, относительная – около 700 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму овала с осями 7 x 12 км, площадью в 130 км². Объем изверженного материала ~ 40 км³. По данным С.Е. Апрелькова, вулкан сильно расчленен, в привершинной части много отвесных ледниковых цирков, от которых радиально отходят глубокие троговые долины. Скалистые отроги вулкана сложены мощной слоистой толщей оливин-пироксеновых базальтов, среди которых туфовые прослои не наблюдались. Жерловая фация вулкана представлена агглютинациями. Вокруг жерла отмечаются многочисленные дайки базальтов и роговообманковых андезитов. Характерно пологое залегание лавовых потоков вокруг центра излияния. Возраст вулкана древнечетвертичный (Q₁).

2 (20) Вулкан Бонгабти располагается на левобережье р. Быстрой Козыревской, занимая водораздел двух ее притоков: Димшикана и Оемтелвана. Абсолютная высота – 1823 м, относительная около 500 м, диаметр основания более 10 км. Площадь его около 85 км², объем изверженного материала – 30 км³. По данным С.Е. Апрелькова, вулкан представляет собой сильно разрушенный пологий конус с широкой эрозионной кальдерой в центре, поперечник которой достигает 3–4 км. Склоны вулкана распаханы троговыми долинами. В разрезах вулкана наблюдается чередование однообразных покровов оливин-пироксеновых базальтов мощностью 2–6 м. В верхней части разреза иногда отмечаются отдельные прослои псефитовых туфов с заметно выраженной гравитационной сортировкой. Мощность их достигает 30 м. Общая мощность базальтовых покровов – 250 м. Покровы базальтов вблизи гребня кальдеры имеют довольно крутое (20–25°) падение. Периклинальное залегание лавовых потоков четко устанавливается по замерам на всех склонах вулкана. В центре эрозионной кальдеры имеется небольшая возвышенность куполообразной формы высотой около 300 м и диаметром 800–900 м. Она сложена черно-зелеными оливин-пироксеновыми долеритами (жерловая интрузия). По гребню и внутренним склонам кальдеры наблюдается прижерловая серия даек базальтов. Дайки являются радиальными, реже встречаются кольцевые и пластовые. Мощность варьирует от 0,25 до 1,5 м. Возраст вулкана древнечетвертичный (Q₁).

3 (21) Вулкан Бунаня занимает водораздельный участок в среднем течении рек Улавкавчан и Димшикан (притоки р. Быстрой Козыревской). Абсолютная высота – 1527 м, относительная около 420 м. Форма постройки в плане близка к равнобедренному треугольнику со стороной около 5 км, площадь – 20 км². Объем постройки – 2,4 км³. Форма вулкана – пологий конус, сложенный преимущественно напластованием лавовых потоков. Юго-западные склоны слабо расчленены неглубокими распадками. Вершина вулкана плоско-выпуклая, кратер отсутствует. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный – голоценовый (Q₃ – Q₄).

4 (22) Вулкан Эбев-Бунанья расположен в верховьях р. Улавковчан. Абсолютная высота – 1530 м, относительная – около 450 м. В плане сооружение имеет

форму, близкую к окружности диаметром 5 км, площадь его 20 км². Объем постройки — 2,5 км³. Форма вулкана — очень пологий щит с углами наклона склонов 4–5°, на вершине которого располагается относительно крупная шлаковая постройка. Форма шлаковой постройки — правильный усеченный конус, около 1 км в поперечнике, относительная высота его 150 м. На вершине располагается пологий кратер, открытый в северном направлении, размером 40 x 70 м. Из кратера в северном направлении излился небольшой лавовый поток длиной в 2,5 км. Вулкан совершенно не эродирован и сформирован многочисленными лавовыми потоками базальтового состава. Таким образом, в деятельности вулкана Эбев-Буанья можно выделить два этапа: первый — формирование лавового щитового основания и второй — формирование шлаковой постройки и на заключительном этапе излияние небольшого лавового потока. Возраст вулкана — голоценовый (Q₄).

5 (23) Вулкан Уксичан занимает водораздельный участок хребта, располагаясь в междуречье рек Быстрая Козыревская, Быстрая Хайрюзовская и Тихая. Абсолютная высота — 1685 м, относительная — около 600 м. Площадь составляет 1850 км², объем изверженного материала — 300 км³. Вулкан Уксичан относится к числу крупнейших шитообразных построек. Геоморфологическое строение его отличается большой сложностью. Наиболее характерная особенность рельефа вулканического сооружения — широкое развитие столообразных участков на его склонах. В вершинной части вулкана располагается кальдера диаметром 12 км.

Геологическое строение склонов вулкана относительно простое. Он построен многочисленными лавовыми потоками, мощность которых колеблется от 5–10 м до 15–20 м. Лавовые потоки начальных излияний характеризовались большой подвижностью и распространялись от центра извержения в среднем на 15–20 км. Заключительные излияния лавовых потоков заметно отличаются по морфологии: эти потоки короче и мощнее (из-за большей вязкости лавы). Западные и юго-западные склоны сложены напластованием исключительно лавовых потоков. Границы между соседними лавовыми потоками четкие и представлены небольшим количеством шлака, агглютината и, в основном, шлаковидными зонами закалки. Восточные и юго-восточные склоны наряду с лавовыми потоками имеют уже значительное количество пирокластического материала, представленного в основном агглютинатами, туфами и туфобрекчиями, что и обусловило несколько большую крутизну данного склона (см. рис. 5).

Кальдера вулкана морфологически выражена четко. По типу она относится к кальдерам обрушения. Это доказывается отсутствием взрывных отложений на склонах вулкана, а также расположением в кальдере отдельных изолированных участков постройки вулканического сооружения и ее значительными размерами. В кальдере располагается несколько экзтрузий. Крупнейшая из них — г. Уксичан занимает большую часть дна кальдеры. Относительная высота ее около 900 м, диаметр основания около 8 км. Другие три экзтрузии имеют небольшие размеры. Одна из них располагается в юго-западной части кальдеры — г. Майдара, а две другие — в ее восточной части. В северо-восточной части кальдеры, в районе соприкосновения вулканической постройки с экзтрузией — г. Уксичан, располагается большое поле измененных пород.

Породы вулкана Уксичан отличаются от продуктов других вулканических сооружений. Это связано с тем, что они в подавляющем большинстве имеют явно щелочной характер и представлены рядом пород от андезито-базальтов до трахиандезитов и трахитов (Огородов и др., 1966). По данным палеомагнитного анализа, а также на основании взаимоотношения с ледниковыми комплексами обеих стадий верхнеплейстоценового оледенения и породами фундамента, возраст вулкана определен как древне-четвертичный (Q₁).

6 (24) Вулкан Чингейнгейн располагается в верховье рек Уксичан, Янга-Ягай, Нубалыкич-Окат. Абсолютная высота — 1922,5 м, относительная — около 750 м. В плане это сооружение занимает площадь, близкую к окружности с диаметром 12–13 км. Площадь его составляет около 80 км², объем изверженного материала 18,5 км³. Форма вулкана близка к пологому щиту, наибольший угол наклона склонов не превышает 14° (рис. 33). Конус венчается тремя отдельными вершинами, расположенными друг от друга на расстоянии 0,5–0,8 км. Северо-западная вершина представляет собой пологий лавовый купол, две другие вершины заканчиваются небольшими шлаковыми постройками. Все три вершины являются центрами излияний лавы, поэтому по взаимоотношению лавовых потоков можно определить последовательность

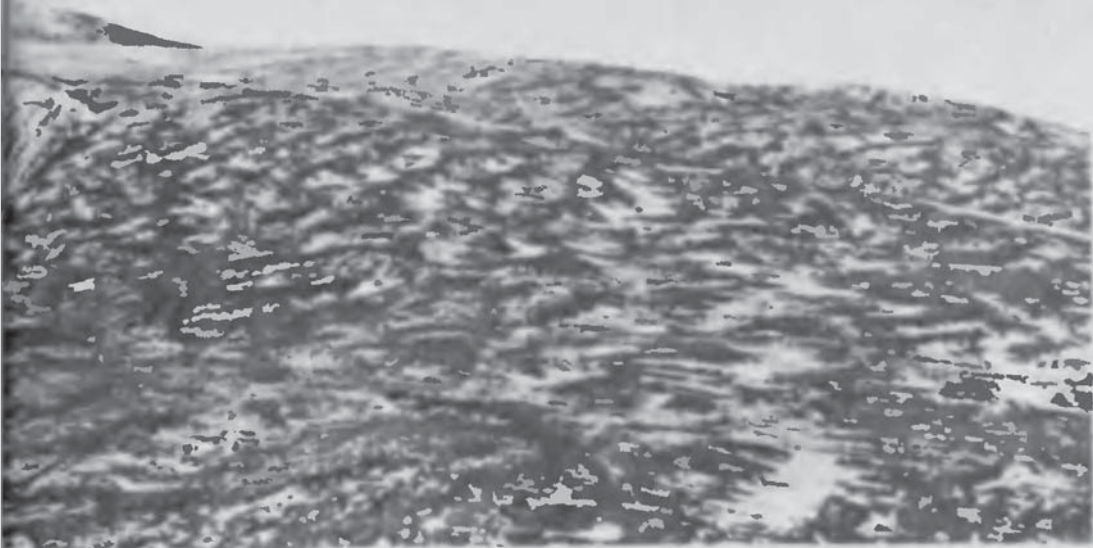


Рис. 33. Шитовой вулкан Чингейнгейн, южный склон

формирования постройки на последних стадиях развития. Наиболее ранний центр излияния, венчающийся лавовым конусом, формирует северо-западный склон вулкана, который представляет собой однообразный развал лавовых полей с небольшими продольными валами. Подножья склонов в значительной степени эродированы двумя карами, которые затем переходят в троговые долины притоков р. Емекенваям. Второй центр излияния формирует южный склон вулкана, вершина которого заканчивается тремя соприкасающимися небольшими шлаковыми холмами, вытянутыми в северо-восточном направлении. В привершинной части уже можно выделить несколько отдельных потоков, которые широким плащом покрывают склон вулкана. Но подножье склона частично эродировано ледниковым каром. Последний центр излияния располагается несколько северо-восточнее предыдущего, как бы продолжая шлаковую гряду, и формирует северо-восточные склоны вулкана. Излияния из этого центра завершают формирование вулкана, так как его лавовые потоки перекрывают все предыдущие центры излияний. Вершина этого центра излияния заканчивается небольшим шлаковым конусом (высота 60 м, диаметр 300 м) с хорошо выраженным неглубоким кратером. На юго-западном склоне вулкана, возле его подножья, располагается небольшой лавовый конус. Относительная высота его около 700 м, диаметр основания – 12 км.

Вулкан сложен ритмичным непластованием лавовых потоков с прослоями пирокластического материала. Мощность лавовых потоков колеблется от 2–3 м до 8–12 м, причем четко выражена тенденция к уменьшению мощности потоков от ранних излияний к последующим. Прослой пирокластического материала в среднем составляют 1–3 м. Пирокластический материал в периферических частях вулкана практически отсутствует или представлен маломощными прослоями пеплов, к вершинной части количество его увеличивается – наряду с пеплом встречаются шлаки и вулканические бомбы. Породы, слагающие вулкан Чингейнгейн, относительно однообразны и представлены андезито-базальтами и базальтами. Возраст вулкана на основании взаимоотношения с молодыми ледниковыми комплексами последней стадии верхнеплейстоценового оледенения датируется как верхнечетвертично-современный ($Q_3 - Q_4$).

7 (25) Вулкан Куюл располагается в верховье рек Уксичан и Кулкев-Окат. Абсолютная высота – 1453 м, относительная – около 450 м. В плане сооружение имеет несколько вытянутую с севера на юг форму, с осями 8 x 6 км. Площадь его – 25 км², общий объем постройки – 5 км³. Форма вулкана – типичный пологий щит, вершина которого несколько смещена к югу. Северные склоны очень пологие, угол



наклона составляет $4-5^{\circ}$, южные несколько круче, углы наклона склонов увеличиваются до $8-10^{\circ}$. Вершина заканчивается пологим куполом. Кратер отсутствует. Склоны эродированы слабо и представляют собой крупноглыбовые осыпи. Пирокластический материал на склонах вулкана отсутствует и только в привершинной части наблюдается увеличение количества шлаковидных разностей лав. Возраст вулкана – верхнечетвертичный (Q_3).

8 (26) Вулкан Нубалыкич располагается в северной части вулканического района, занимая водораздел между реками Кулкев-Окат и Нубалыкич-Окат. Абсолютная высота – 1309,5 м, относительная – около 500 м. В плане сооружение занимает площадь, близкую к окружности с диаметром 5 км (около 30 км^2). Объем изверженного материала 5 км³. Форма вулканической постройки – пологий правильный конус. Северные склоны развиты несколько сильнее ввиду того, что фундамент вулкана наклонен в северном направлении. Склоны эродированы неглубокими оврагами и распадками. Вершинная часть характеризуется первично-вулканическим обликом. Кратер отсутствует. В строении вулкана преобладают лавовые потоки. Незначительное количество пирокластического материала отмечается только в вершинной части. Возраст вулкана – верхнечетвертичный (Q_3); возможно, что вершина сформировалась в голоценовое время.

4. Анаунский вулканический район

Анаунский вулканический район занимает водораздельный участок хребта в междуречье рек Анавгай, Тихая и Тигиль и представляет собой пологоволнистый вулканический дол или нагорье, на котором располагаются относительно небольшие шитовые вулканы. Краткое описание некоторых вулканов Анаунского района было дано Э.Н. Эрлихом (1960 г). Вулканический дол занимает один из самых пониженных участков всего Срединного хребта. Четвертичный вулканизм Анаунского района приурочен к опущенному блоку пород фундамента. Форма вулканического дола близка к пологому шиту диаметром около 30 км. Рельеф всего района имеет первично-вулканический облик. На слабоволнистом вулканическом доле располагаются шитовые вулканы, вулканические гряды, шлаковые и лавовые конусы (рис. 34). Подобные вулканические доли многими исследователями объяснялись как результат трещинных излияний. Однако каких-либо признаков, указывающих на массовые трещинные излияния, не было обнаружено. По нашему мнению, вулканический дол был сформирован в результате слияния очень пологих подножий многочисленных вулканов центрального типа.



Рис. 34. Схема вулканических образований Анаунского района.

1 - шлаковые конусы и их лавовые потоки; 2 - щитовые вулканы Q_{3-4} ; 3 - конусовидный стратовулкан с преобладанием лав Q_{3-4} ; 4 - слившиеся основания щитовых вулканов (вулканический дол); 5 - склоны вулкана Уксичан (Q_1); 6 - плато-эффузивы (Q_1); 7 - отложения алнейской серии; 8 - морена второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3); 9 - троговые долины; 10 - разломы установленные; 11 - разломы предполагаемые; 12 - базальты; 13 - андезито-базальты; 14 - андезиты

В районе насчитывается около 100 центров излияний, из них четырнадцать образуют вулканы, остальные - шлаковые и лавовые конусы. Площадь Анаунского вулканического нагорья - 1400 км². Общий объем изверженного материала равен примерно 200 км³. Выделяются следующие вулканы: Анаун, Крайний, Бунанья, Кекурный, Гедезистов, Будули, Кулкев, Копкан, Янпат, Чавыча, Эггела, Ойка, Ветровой и Кругленький. Все вулканы по строению и составу продуктов извержений очень сходны. Это, как правило, небольшие щитовые постройки с резко выраженной эффузивной деятельностью. Исключением является вулкан Анаун, в строении которого на заключительных этапах развития возрастает роль пирокластического материала и состав продуктов становится несколько кислее.

Взаимоотношения морен первой и второй (последней) стадии верхнелейстоценового оледенения с вулканическими образованиями, а также нормальный знак остаточной намагниченности лав позволяют утверждать, что основная масса четвертичных излияний Анаунского района проявилась в верхнечетвертичное и современное (голоценовое) время. Возможно, что начальные излияния имели место в среднечетвертичное время (вулкан Чавыча).

1 (27) Вулкан Анаун располагается в южной части вулканического дола, в истоках рр. Кекур и Балыгинган и является самым высоким вулканическим сооружением данного района. Абсолютная высота – 1828 м, относительная – около 1100 м. В плане сооружение занимает площадь, близкую к окружности с диаметром 8 км. Объем изверженного материала $\approx 20 \text{ км}^3$. Вулканическая постройка резко выделяется на фоне лавового дола, который имеет исключительную "равнинность" в районе подножья вулкана, и лишь на значительном удалении лавовых фундаментов с небольшими углами наклона понижается к долине р. Анавгай. Вулканическая постройка сохранилась прекрасно и имеет конусовидную форму. Южный и восточный склоны вулкана эродированы двумя небольшими оврагами. Северный и северо-западный склоны прорезаются более крупными оврагами типа шарр, которые начинаются с вершины постройки. Вулкан имеет четкое трехчленное строение. Нижняя часть вулканического сооружения представляет собой лавовый вулкан, близкий к щитовому типу, сложенный потоками лав мощностью до 12–15 м. Углы наклона лавовых потоков не превышают 10–15°. Средняя часть вулканического сооружения является стратовулканом. Мощность лавовых потоков уменьшается до 4–6 м, в большом количестве представлен пирокластический материал. Углы наклона лавовых потоков увеличиваются до 25–27°. Вершинная часть представляет собой экструзивный купол или отпрепарированный эрозией некк. Крутизна склонов в вершинной части вулкана достигает 30–35°; вершина имеет остrokонечную форму, сложена монолитными лавами. По составу лавы вулкана Анаун представлены базальтами, андезито-базальтами и двупироксеновыми андезитами. Базальтами сложена щитовая постройка, андезито-базальтами – средняя часть (стратовулкан) и двупироксеновыми андезитами – вершинная часть вулкана.

На лавовом фундаменте в окрестностях вулкана располагается серия шлаковых конусов и лавовых вулканов, ориентированных в общем в ряд северо-восточного направления. Они были ошибочно приняты К.И. Богдановичем (Bogdanowitsch, 1904) за сомму вулкана. Также ошибочным является утверждение Э.Н. Эрлиха (1960 б), что вулкан Анаун расположен в кальдере опускания, залитой лавами вулкана и засыпанной чехлом пирокластике. Какие-либо признаки, указывающие на наличие кальдеры, отсутствуют. Возраст вулкана Анаун верхнечетвертичный – современный (голоценовый) (Q3–4). Южный и северо-западный склоны подножья перекрываются мореной второй стадии верхнелейстоценового оледенения, т.е. только начальные излияния имели место в конце верхнечетвертичного времени. Основная масса лав вулкана была извергнута в современное (голоценовое) время.

2 (28) Вулкан Крайний располагается в восточной части района, на правом берегу р. Анавгай. В плане сооружение имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму с осями 8 x 13 км. Абсолютная высота вулкана – 1567 м, относительная – 750 м. Площадь составляет 100 км², объем изверженного материала – 25 км³. Форма вулкана – пологий щит, угол наклона склонов не превышает 10°. Склоны имеют ступенчатое строение и представляют собой развал глыбовой лавы. Конус вулкана заканчивается двумя плоско-выпуклыми вершинами; западная с абсолютной отметкой 1365 м, восточная более высокая. На восточном склоне последней вершины располагаются две шлаковые постройки, одна из которых имеет наивысшую абсолютную отметку – 1567 м. Лавовые потоки концентрируются вокруг обеих вершин вулкана, но кратеры отсутствуют. Взаимоотношение лавовых потоков показывает, что излияния происходили одновременно из обеих вершин вулкана (рис. 35). Вулканическое сооружение пересекают в северо-восточном направлении два небольших разлома, которые фиксируются по смещению лавовых потоков, а также хорошо просматриваются на аэрофотоснимках. Разломы прослеживаются и за пределами вулканической постройки. Вулкан сложен однотипными лавами базальтового состава без пирокластического материала. На юго-западном склоне четко выделяется небольшой лавовый поток, длина которого достигает 400 м, ширина 100 м. Он приурочен к разлому, который хорошо прослеживается на расстоянии 18 км.

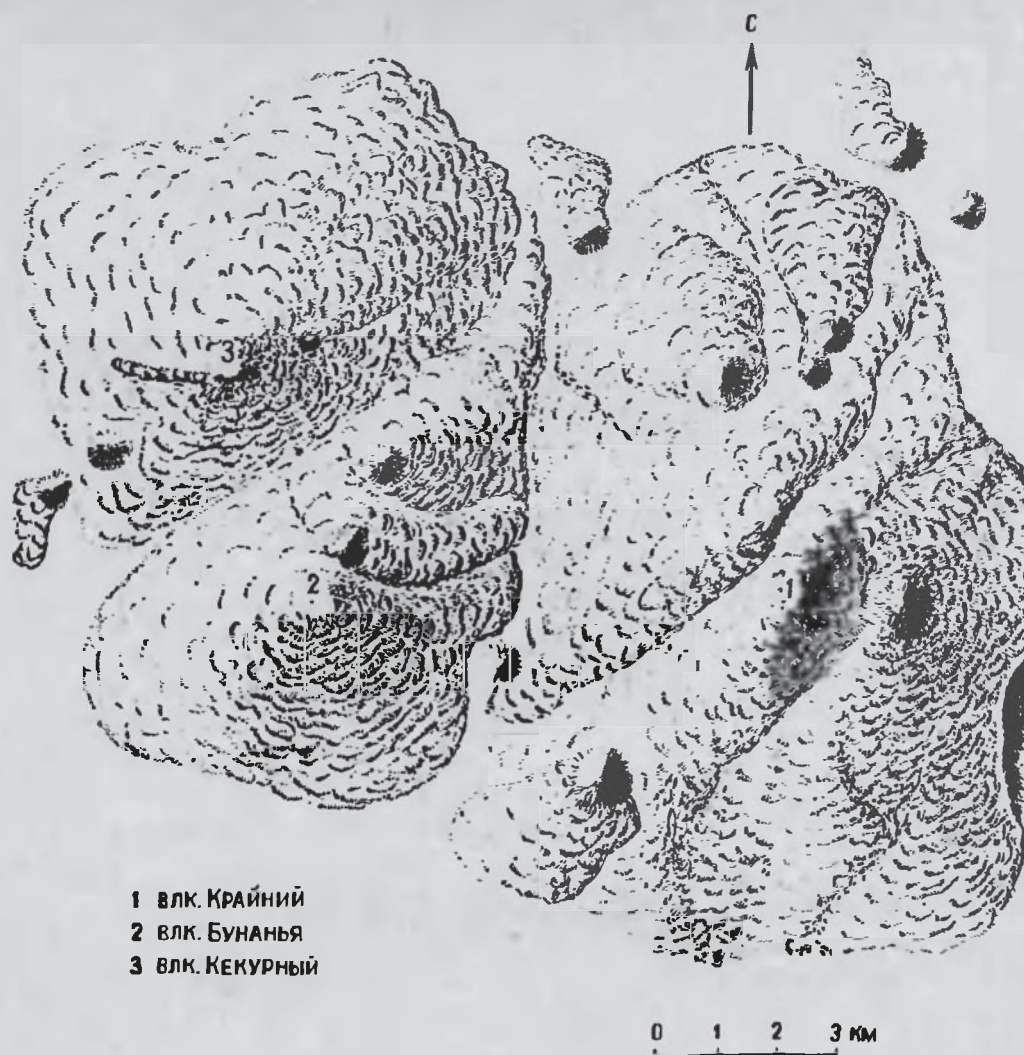


Рис. 35. Морфология вулканов Крайнего (1), Бунаньи (2), Кекурного (3)

Вулкан Крайний является типичным щитовым вулканом. Породы шлаковых конусов, как и породы вулкана, представлены исключительно базальтами. Возраст всех шлаковых конусов голоценовый. Возраст вулкана – верхнечетвертичный–голоценовый (Q_{3-4})

3 (29) Вулкан Бунанья располагается в центральной части района. Абсолютная высота – 1336 м, относительная – около 600 м, диаметр сооружения – 8 км, площадь – 27 км², объем излившегося материала – 5 км³. Форма вулканической постройки – пологий щит. Склоны совершенно не расчленены и представляют собой развалы глыбовой лавы. Угол наклона склонов не превышает 12–16°. Вершина плоско-выпуклая, кратер отсутствует. Отдельные лавовые потоки не выделяются, наблюдаются только фронтальные части их, что обуславливает ступенчатое строение склонов. Лавовые потоки характеризуются значительной шириной, покрывая склоны потоками типа «плащей» (рис. 35). Вулкан сложен исключительно лавами, без признаков пирокластического материала. И только в привершинной части заметно возрастает количество шлаковидной

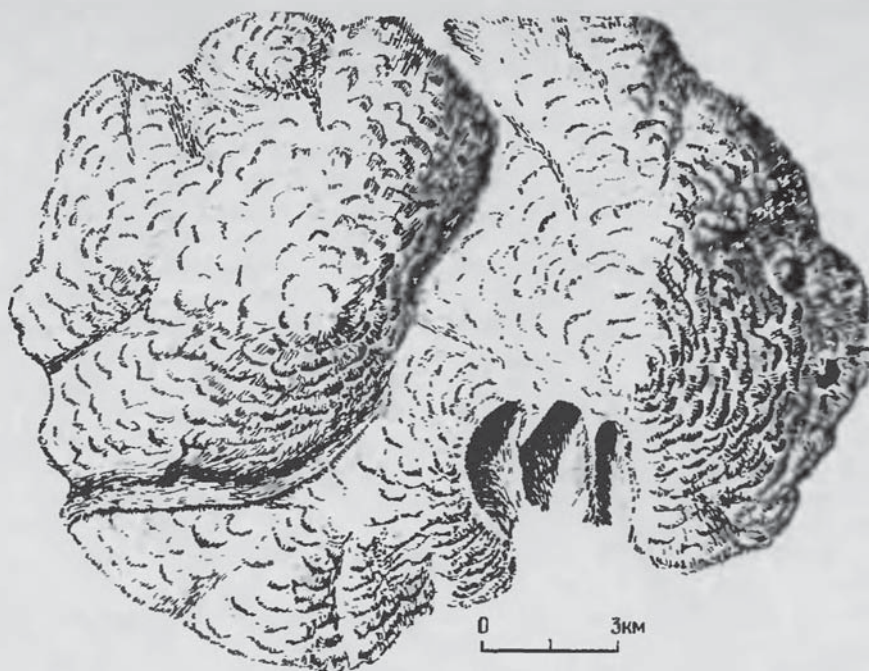


Рис. 36. Морфология вулкана Будули

лавы. Породы, слагающие вулкан Бунанья, по составу очень однообразны и представлены базальтами. На склонах вулкана Бунанья располагается четыре шлаковых конуса. Возраст вулкана современный (голоценовый) — (Q_4).

4 (30) Вулкан Кекурный располагается в центральной части Анаунского района, к северо-западу от вулкана Бунанья. Абсолютная высота его — 1377 м, относительная — 550 м, диаметр вулканической постройки — 10 км, площадь — 45 км², объем излившегося материала 8 км³. Склоны вулкана также сложены громадными развалами глыб однотипной лавы, угол наклона их не превышает 12°. Форма вулкана — пологий щит (рис. 35). В лавах вершинной части наблюдается увеличение пористости, но присутствие пирокластического материала нигде не отмечено. Кратер на вершине также отсутствует. На юго-восточном склоне выделяется небольшой лавовый поток протяженностью 3,5 км. Лавы вулкана представлены базальтами. Возраст вулкана — голоценовый (Q_4).

5 (31) Вулкан Геодезистов располагается в юго-западной части района, между вулканами Анаун и Будули. В плане сооружение имеет исключительно правильную форму окружности с диаметром 6 км. Абсолютная высота — 1170 м, относительная — 370 м, площадь, занимаемая вулканом, составляет 28,5 км², объем изверженного материала — 3,5 км³. Форма вулкана — правильный пологий щит. Отдельные лавовые потоки на склонах не выделяются, склоны представляют собой развал глыб. Пирокластический материал практически отсутствует. Можно только отметить, что в привершинной части увеличивается количество шлаковидных разностей лав. Вулкан совершенно не эродирован, поэтому о структуре его судить трудно. Вызывает некоторое затруднение отнесение его к полигенным образованиям. Не исключено, что он является моногенным лавовым конусом. Но, учитывая его достаточно большой размер, мы сочли возможным отнести его к вулканам. Состав лав представлен базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый) — Q_4 .

6 (32) Вулкан Будули располагается в западной части Анаунского района, занимая водораздельный участок междуречья рр. Янпат и Балыгинган. Он является самым крупным вулканическим сооружением данного района и состоит из трех слившихся вулканических построек: Будули (1447 м), 1261 м и 1184 м. В плане вулкан

занимает площадь, близкую к окружности диаметром около 16 км. Абсолютная высота – 1477 м, относительная – около 500–600 м. Площадь – 207 км², объем излившегося материала – 36 км³. Все три постройки являются щитовыми и в значительной степени перекрывают друг друга (рис. 36). Наиболее древней постройкой является южная с абсолютной отметкой 1261 м. Все северные склоны этого центра излияния в значительной степени перекрываются лавовыми потоками Будули и центра излияний с отм. 1184 м. Южный склон постройки с отм. 1261 м характеризуется небольшими углами наклона, вершина плоско-выпуклая, без кратера. Центр излияния с отм. 1184 м располагается в северо-западной части массива и представляет собой щитовую постройку; склоны также пологие и представлены глыбовым развалом лав.

Вулканическая постройка Будули является наиболее крупной. Абсолютная высота ее – 1477 м, относительная – 700 м. Она также характеризуется щитовой формой, склоны пологие, угол наклона их не превышает 12°. Отдельные лавовые потоки на склонах не выделяются, но при дешифрировании аэрофотоснимков следы течения лавы четко выражены и концентрируются вокруг вершины. Кратер отсутствует, вершина плоско-выпуклая. Пирокластический материал отсутствует. Породы, слагающие группу вулканов Будули, представлены базальтами. Возраст вулканической группы верхнечетвертичный (Q₃).

7 (33) Вулкан Кулкев располагается в западной части района. Абсолютная высота – 915 м, относительная – 400 м. В плане сооружение занимает площадь, близкую к окружности, с диаметром 7 км. Объем изверженного материала составляет 4,5 км³. Форма вулкана – правильный пологий щит. Отдельные лавовые потоки не выделяются. Склоны вулкана совершенно не эродированы. На них отмечается незначительное количество пирокластического материала. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана – современный (голоценовый – Q₄).

8 (34) Вулкан Копкан располагается в центральной части Анаунского района, в верховьях рек Янпат и Копкан. Абсолютная высота – 1120 м, относительная – 400 м. В плане вулкан имеет вытянутую форму с осями 8 x 16 км, площадь – 107 км², объем излившегося материала около 11 км³. Форма вулканической постройки – пологий лавовый щит. По типу вулкан Копкан относится к столово-щитовым. Вулканическое сооружение представляет собой исключительно пологий щит с плоской вершиной. Углы наклона склонов не более 3–5°. На склонах вулкана и на его плоской вершине "насажена" группа мелких шлаковых и лавовых конусов. Насчитывается около девяти моногенных образований, которые располагаются довольно узкой полосой северо-восточного направления. Вулкан сложен исключительно напластованием лавовых потоков. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

9 (35) Вулкан Янпат располагается в северной части Анаунского района, в истоках рек Копкан и Чавыча Левая. Абсолютная высота вулкана – 1205,6 м, относительная – около 400 м. В плане вулканическое сооружение занимает площадь, близкую к окружности, с диаметром 6 км, площадь – 25 км², объем изверженного материала – 3 км³. Форма вулканической постройки – пологий щит. Склоны эродированы небольшими промоинами. Вулкан сложен исключительно напластованием лавовых потоков. Кратер на вершине отсутствует, склоны вулкана представляют собой развал глыб и имеют ступенчатое строение. Вершина плоско-выпуклая и на ней наблюдается незначительное увеличение шлаковидной лавы. На северо-западном склоне располагается небольшой шлаковый конус – отм. 901 м. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

10 (36) Вулкан Чавыча располагается в северо-западной части района, занимая водораздельный участок междуречья р. Янпат и Чавыча. Абсолютная высота – 1190 м, относительная – 500 м. В плане вулкан имеет вытянутую в широтном направлении форму с осями 16 x 10 км, площадь – 144 км², объем излившегося материала около 30 км³. Форма вулканического сооружения – пологий вытянутый щит, склоны которого сильно эродированы троговыми долинами. Пологий щит венчается тремя вершинами. Абсолютные высоты вершин близки друг к другу и составляют 1161 м, 1190 м и 1153 м. Три вершины являются, несомненно, центрами излияния лавы, что подтверждается радиальным расположением лавовых полей. Нижняя часть этого вулканического сооружения частично задернована, южные склоны характери-

зуются наибольшим уклоном и наибольшей расчлененностью. Долина р. Янпат имеет троговый характер, трог частично захватил и вулканическое сооружение. Северные склоны вулканического сооружения менее эродированы и пологие. Вся вершинная часть представлена развалами глыбовой лавы. Пирокластический материал в разрезе сооружения почти полностью отсутствует. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана, по-видимому, среднечетвертичный (Q_3).

11 (37) Вулкан Эггелла располагается на междуречье рр. Эггелла (приток р. Тихой) и Чавычи. В плане сооружение имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с осями 6 x 9 км. Абсолютная высота – 1046 м, относительная – 250 м, площадь его составляет 38 км², объем изверженного материала – 3,5 км³. Форма вулкана – очень пологий щит, вершина которого заканчивается двумя небольшими шлаковыми конусами. На восточном склоне располагается пять шлаковых конусов, вытянутых цепочкой в северо-восточном направлении, которые дали небольшой лавовый поток. Всю эту группу шлаковых конусов можно рассматривать как расположенную на одной трещине длиной 3 км. Шлаковые конусы своими основаниями соприкасаются, подобно Юбилейному прорыву на вулкане Ключевской. Подножье вулкана задерновано, крупные врезы отсутствуют, привершинная часть представляет собой развал глыб. Пирокластического материала очень мало. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный – современный (Q_3-Q_4).

12 (38) Вулкан Олька располагается в северной части района, в междуречье рек Чавычи и Лево́й Чавычи. В плане сооружение имеет несколько вытянутую в северо-западном направлении форму с осями 5,5 x 7 км. Абсолютная высота – 1100 м, относительная – 400 м, площадь, занимаемая вулканом, равна 40 км², объем изверженного материала – 5 км³. Форма вулкана – плоский щит, вершина которого заканчивается небольшой шлаковой постройкой. На северо-восточном склоне располагаются два шлаковых конуса, один из которых имеет небольшой лавовый поток. Подножье вулкана задерновано, привершинная часть представляет собой развал глыб, отдельные лавовые потоки не выделяются. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q_3).

13 (39) Вулкан Ветровой занимает водораздельный участок междуречья рр. Лево́й Чавычи и Копкан. Абсолютная высота – 1122 м, относительная – 400 м. В плане сооружение имеет правильную форму с диаметром 8 км, площадь составляет 40 км², объем излившегося материала – около 5 км³. Форма вулкана – правильный пологий щит. Отдельные лавовые потоки на склонах не выделяются. Кратер отсутствует. Привершинная часть совершенно не эродирована, и только краевые части вулкана расчленены неглубокими долинами. Постройка сформирована исключительно лавовыми потоками, присутствие пирокластического материала не отмечено. Состав лав базальтовый. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q_3).

14 (40) Вулкан Кругленький располагается в северо-восточной части Анаунского района, на левобережье среднего течения реки Копкан. Абсолютная высота вулкана 1036 м, относительная – около 400 м. В плане сооружение имеет форму, близкую к окружности диаметром 6 км, площадь – 13 км², объем изверженного материала примерно равен 3,5 км³. Форма вулканической постройки – пологий правильный щит, увенчанный двумя небольшими вершинами. Склоны вулкана эродированы слабо и большая часть их залесена. Продукты извержений представлены базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q_3).

5. Алнейский вулканический район

Алнейский вулканический район располагается в центральной части Срединного хребта, в верховье рек Тигиль, Калгауч, Киревна и Половинная, и практически соответствует одному из самых крупных вулканических массивов хребта – Алней-Чашакондже. Алней-Чашаконджа разделяет зону четвертичного вулканизма хребта на две подзоны: южную и северную, которые заметно отличаются по своим геолого-тектоническим условиям и характеру проявлений четвертичного вулканизма. Помимо вул-

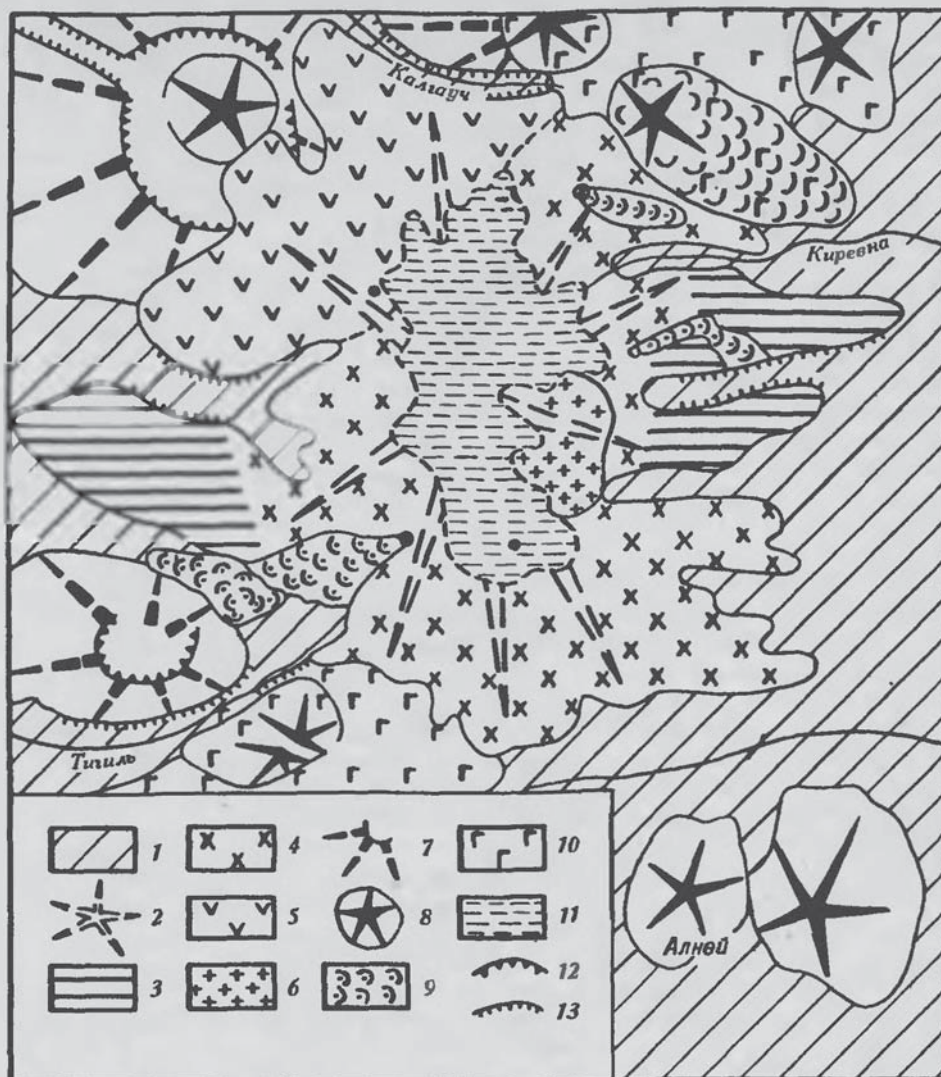


Рис. 37. Схема вулканических образований массива Алней-Чашаконджа.

1 - фундамент четвертичных вулканических образований; 2 - вулканический массив Алней-Чашаконджа; 3 - платообразные участки склонов массива; 4 - район массива, состав продуктов неизвестен; 5 - андезиты-базальты, андезиты и их туфы; 6 - зона измененных пород; 7 - древне-среднечетвертичные дифференцированные вулканы; 8 - верхнечетвертичные и голоценовые вулканы; 9 - шлаковые конусы; 10 - базальты ареальных излияний; 11 - область современного оледенения; 12 - кальдеры; 13 - троговые долины

вулканического массива Алней-Чашаконджа, в Алнейский вулканический район включены еще три небольших вулкана. Два вулкана, названные Малый Алней и Половинный, располагаются на восточных отрогах хребта Крюки. Третий вулкан, Верховой, располагается у южного подножья массива, в районе широкого проявления ареально-го вулканизма (рис. 37). Общая площадь, занятая вулканическими постройками, составляет около 850 км², объем изверженного материала равен примерно 450 км³.

1 (41) Вулкан Верховой располагается на левобережье верховья р. Большой Тигиль. Абсолютная высота около 1350 м, относительная западных склонов - 450 м, восточных - 250 м. В плане вулканическая постройка близка к эллипсу с осями

7 x 4 км, площадь — 22 км², объем изверженного материала — ~3 км³. Форма вулканической постройки — пологий щит. Вершина вулкана в значительной степени смещена к востоку. Склоны совершенно не эродированы и имеют первично-вулканический облик. Вулканическая постройка заканчивается довольно плоской вершиной, на которой имеются три небольшие шлаковые постройки. На юго-западном склоне вулкана располагается небольшой шлаковый конус с отм. 1212 м. Вулкан сложен напластованием лавовых потоков, пирокластический материал присутствует в незначительном количестве только в привершинной части вулкана. Состав лав, слагающих вулкан, отвечает базальтам. Возраст вулкана верхнечетвертично-современный (голоценовый) (Q₃-Q₄).

2 (42) Вулканический массив Алней — Чашаконджа (син. Белый хребет) располагается в центральной части Срединного хребта в верховье рек Тигиль, Калгауч, Киревна и Половинная. Абсолютные высоты: г. Чашаконджа — 2529,9 м, г. Алней — 2531 м и г. Мергин — 2469,8 м. Относительная высота вулканического сооружения около 1600–1800 м. В плане Алней-Чашаконджа представляет собой вулканический массив, ориентированный в меридиональном направлении с осями 30 x 25 км, площадь его — 660 км². Объем изверженного материала — примерно 400 км³. Массив до настоящего времени является практически не изученным. Наши маршрутные исследования касались только краевых его частей. Представления о вулканическом массиве базируются в основном на данных дешифрирования аэрофотосъемки.

Массив Алней-Чашаконджа является сложно построенным вулканическим сооружением. Вулканическая деятельность в пределах данного центра началась, по-видимому, еще в дочетвертичное время и интенсивно продолжалась до современного (голоценового) времени. В результате длительной истории развития происходило наложение одних вулканических построек на другие, что и обусловило в значительной мере большую общую высоту массива. Он интенсивно переработан процессами эрозии и денудации. Для вершинной части массива характерно развитие высокогорного расчлененного рельефа альпийского облика с отдельными остроконечными вершинами и гребнями, громадными цирками и карами, нередко отвесными скальными стенками. В вершинной части — мощный современный ледник (рис. 38).

Геологическое строение вулканического массива совершенно не изучено. Петрографический состав продуктов извержений охарактеризован очень слабо. Северо-западная часть массива представлена в основном андезитовыми лавами, с небольшими прослоями пирокластического материала. Среди андезитовых лав встречаются потоки более основного состава — базальтовые и андезито-базальтовые, которые тяготеют к нижним частям вулканического сооружения. Восточное подножье массива представлено андезитовыми лавами. В некоторых платообразных участках верхние части разреза представлены дацитовыми лавами. Пирокластического материала практически не отмечается. Лавовые потоки в краевых частях массива залегают горизонтально. В истоках рек Правой Белой илевой Белой располагается обширная зона измененных пород. Петрографический состав всей обширной вершинной части, а также южного подножья, не известен.

Возраст вулканического массива оценить довольно трудно. Наиболее сложным является вопрос о нижней возрастной границе массива. По представлению Г.М.Власова, вулканическое сооружение начало формироваться с миоценового времени, хотя доказательств этому не приводится. По нашему мнению, оснований для такого предположения мало. Начало формирования вулканического массива, вероятнее всего, следует относить к верхнему плиоцену, на что указывают следующие факты. Северо-восточное подножье вулканического массива в районе верховий реклевой Киревны и Правой Киревны значительно выровнено и характеризуется мощным почвенно-пирокластическим чехлом, т.е. по морфологии этот участок совершенно аналогичен плато-эффузивам, возраст которых в большинстве случаев определяется как верхнеплиоценовый-нижнечетвертичный. По петрографическому составу лавы представлены андезитами, андезито-дацитами и дацитами, с редкими прослоями основных лав, т.е. петрографический состав изверженного материала близок к составу алнейского комплекса. И, наконец, анализ намагниченности лав показывает, что они имеют нормальный (прямой) вектор остаточной намагниченности. В то же время ряд признаков доказывает, что вулканическая деятельность Алней-Чашаконджи продолжалась на протяжении всего четвертичного времени. Так, например, северо-



Рис. 38. Вулканический массив Алней-Чашаконджа, восточный склон

западная часть вулканического массива, несомненно, имеет верхнечетвертичный возраст. Лавовые потоки со склонов Алней-Чашаконджа заливают троговые долины первой стадии верхнелейстоценового оледенения, а сами перекрываются ледниковыми комплексами более поздней, второй стадии оледенения. Такое соотношение наблюдается в районе соприкосновения лав вулканического массива и вулкана Перевалового, возраст которого определяется как среднечетвертичный. И, наконец, небольшие излияния в районе Алней-Чашаконджи относятся к современным. Хорошо известный Киреунский лавовый поток аналогичен лавовым потокам исторических извержений (Туйла, Апохончич и др.). Таким образом, вулканическая деятельность в пределах данного центра продолжалась относительно большой промежуток времени (от позднего плиоцена до голоцена) и, возможно, продолжается в настоящее время в виде слабой фумарольной или сольфатарной деятельности. Обширная вершинная часть массива никем не посещалась.

3 (43) Вулкан Малый Алней располагается в верховье рек Половинная и Крюки. Абсолютная высота – 1858 м, относительная – около 800 м. В плане вулканическое сооружение занимает площадь, близкую к окружности; площадь его – 40 км^2 , объем изверженного материала – 12 км^3 . Форма вулканической постройки – сильно разрушенный пологий конус. Первичные склоны вулкана сохранились лишь на отдельных участках и приурочены в основном к его южной части. Северные и восточные склоны вулкана эродированы глубокими карами. Вершинная часть постройки сильно разрушена и представляет собой скалистый гребень. Возраст вулкана, по видимому, верхнечетвертичный (Q_3).

4 (44) Вулкан Половинный располагается в верховье рек Половинная и Крюки. Абсолютная высота – 1637,2 м, относительная восточных склонов – 1000 м, западных – около 600 м. Площадь его составляет около 60 км^2 . Объем изверженного материала равен 20 км^3 . Форма вулканической постройки – сильно разрушенный пологий конус. Первичные склоны вулкана сохранились в его южной и восточной частях. Наиболее разрушены северные склоны, где располагаются два громадных кара, переходящие в небольшие троговые долины. Эрозия в значительной степени переработала не только северные склоны вулкана, но и сильно разрушила его вершинную часть, превратив ее в скалистый гребень. Возраст вулкана установить относи-



тельно трудно. Но, судя по значительной разрушенности постройки, можно предположить, что вулкан сформировался до первой стадии верхнеплейстоценового оледенения, т.е. в конце среднечетвертичного—начало верхнечетвертичного времени (Q_{2-3}).

6. Калгаучский вулканический район

Калгаучский вулканический район занимает водораздельный участок хребта от вулканического массива Алней—Чашаконджа на юге до вулкана Кебенэй на севере. Это относительно небольшой вулканический район, протяженность которого не превышает 30 км при ширине 15–20 км. Среди четвертичных вулканических образований Калгаучского района доминируют небольшие стратовулканы и щитовые вулканы: Киреунский, Черный, Двухъярточный, Центральный, Пограничный, Водораздельный, Заозерный, Кастрюля, Олений, Калгауч и Блинец (рис. 39). Основная масса вулканов расположена в приводораздельной части хребта. В северной части района вулканы образуют узкую, вытянутую полосу, которая постепенно расширяется к югу. Несколько обособленно располагаются три вулкана: Заозерный, Кастрюля и Олений, которые занимают участок к северу от озера Двухъярточного. Морфологические особенности вулканических построек характеризуются всеми переходными формами от типичных щитовых исландского типа до конусовидных стратовулканов. Степень эродированности склонов вулканических сооружений различна. Одни вулканы совершенно на эродированы и имеют первично-вулканический облик (Черный), другие значительно эродированы (Киреунский, Двухъярточный). Возраст вулканов верхнечетвертичный — современный (голоценовый) (Q_3-Q_4). Состав продуктов извержений характеризуется значительным однообразием и отвечает базальтам и андезито-базальтам.

В Калгаучском районе широко распространены шлаковые и лавовые конусы, относящиеся к проявлению ареального вулканизма. Всего насчитывается около 40 шлаковых конусов, причем их количество резко увеличивается с юга на север. Фундаментом вулканов являются отложения алнейской серии. Общая площадь четвертичных эффузивов составляет около 600 км², а объем изверженного материала около 60 км³.

1 (45) Вулкан Киреунский располагается в верховье р. Киревны. Абсолютная высота — 1925 м. Относительная высота западного склона — около 100 м, восточного — 1100 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в юго-восточ-

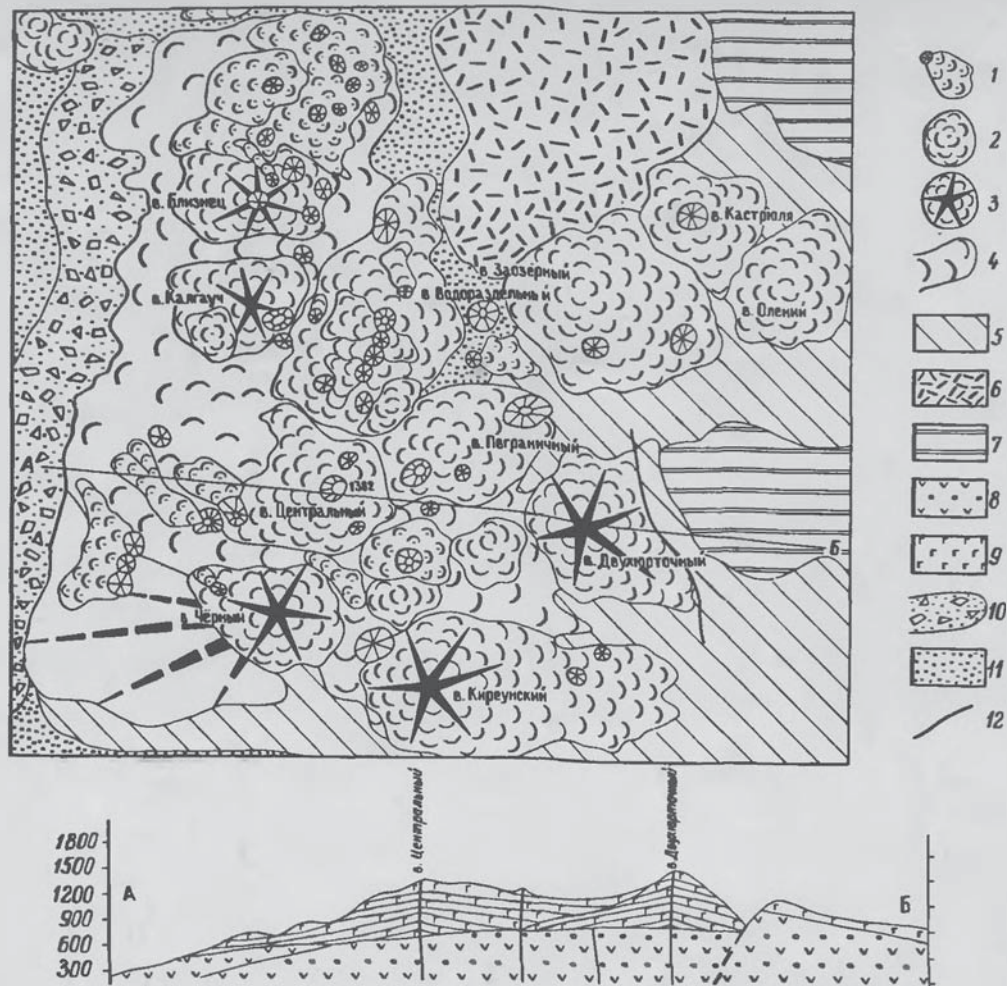


Рис. 39. Схема вулканических образований Калгаучского района.

1 – шлаковые конусы и их лавовые потоки; 2 – щитовые вулканы; 3 – стратовулканы с преобладанием эффузивных комплексов; 4 – слившиеся основания вулканов и лавовые потоки, не привязанные к определенным центрам излияний; 5 – дочетвертичный фундамент (предположительно породы алнейской серии); 6 – экструзивные образования; 7 – платоэффузивы; 8 – андезито-базальты, андезиты и их туфы; 9 – базальты и их туфы; 10 – морена второй стадии (фазы) верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^3); 11 – нерасчлененные рыхлые четвертичные отложения; 12 – разломы

ном направлении форму с осями 8,5 x 4,5 км, занимая площадь 34 км². Объем изверженного материала – 12 км³.

Вулканическая постройка характеризуется конусовидной формой с сильно расчлененными склонами. На отдельных участках наблюдается первично-вулканический облик склонов вулкана, большая же часть их эродирована крупными карами. Три кара достигли вершины вулкана и частично уже разрушили ее. Большая эродированность склонов вулкана позволяет составить четкое представление о внутренней структуре постройки. В бортах каров, которые достигают глубины вреза до 400 м, наблюдается чередование лавовых потоков с прослоями пирокластического материала. Мощность лавовых потоков и пирокластического материала колеблется в пределах 1–3 м. В прослоях пирокластики отмечается присутствие вулканических бомб. Средние углы наклона лав и пирокластики составляют 18–20°, в вершинной части углы наклона увеличиваются до 25–28°. В стенках каров у вершины вулкана из-под осыпей во многих местах обнажаются отдельные скальные останцы, которые, по-видимому, являются частью



Рис. 40. Вулкан Двухъюрточный, южный склон

некка. Вулкан сложен однотипными по составу лавами, представленными андезито-базальтами. По типу постройки вулкан Киреунский относится к стратовулканам. Извержения его характеризовались чередованием эффузивной и эксплозивной деятельности. Соотношение пирокластического и лавового материала примерно одинаковое. Учитывая сохранность вулканической постройки, а также наличие на его склонах свежих скульптурно-ледниковых форм последней стадии верхнеплейстоценового оледенения, возраст вулкана определен как верхнечетвертичный (Q_3).

2 (46) Вулкан Черный располагается в верховье р.Калгауч, в приводораздельной части хребта. Абсолютная высота – 1774,7 м, относительная – около 750 м, диаметр основания – 4,5 км. Площадь вулкана – 19 км². Объем изверженного материала – 6 км³. Вулканическая постройка имеет правильную конусовидную форму с равномерным развитием всех склонов. Угол наклона склонов составляет 18° и только вблизи самой вершины резко увеличивается до 25–28°. Вершина представляет собой продолговато-округлую площадку (70 x 30 м), вытянутую в меридиональном направлении. Отсутствие глубоких врезов на склонах вулкана не позволяет с достаточной полнотой судить о строении вулканического сооружения. В небольших промоинах наблюдается чередование плотных темно-серых лав с пирокластическим материалом, причем последний образует более мощные прослой. Мощность лав составляет 2–3 м. Пирокластический материал представлен почти исключительно черными шлаками. В основном же склоны вулкана представлены развалами глыб лав диаметром от 0,4 до 1–3 м. В вершинной части количество пирокластического материала заметно увеличивается и наряду с черными шлаками появляются красно-бурые. По краям вершинной площадки располагаются отдельные скальные останцы – реликты разрушенного кратера, сложенные исключительно шлаковыми лавами. На вершине в большом количестве представлены вулканические бомбы размером от 20 до 80 см в диаметре. Вулкан сложен лавами базальтового состава.

Возраст вулкана – голоценовый (Q_4).

3 (47) Вулкан Двухъюрточный располагается в верховье р.Двухъюрточной. Абсолютная высота вулкана – 1631,3 м, относительная – около 850 м. В плане вулканическая постройка имеет форму, близкую к окружности диаметром 6 км. Площадь ее – 28 км². Объем изверженного материала – 7 км³. Вулкан по морфологи-



Рис. 41. Морфология вулканов Центрального (1), Пограничного (2), Водораздельного (3), Калгауч (4) и Близнец (5)

ческим особенностям аналогичен Киреунскому. Восточные склоны совершенно не эродированы и характеризуются развалами крупно и среднеглыбовой лавы. Западные склоны, наоборот, сильно разрушены тремя циркообразными распадками – карами, где вскрываются прекрасные разрезы вулканической постройки (рис. 40). На западном склоне хорошо видно периклинальное залегание лавовых потоков и пирокластического материала. Количество пирокластического материала в вулканической постройке невелико, мощности его прослоев колеблются от 0,5 м до 1–2 м, а мощность лавовых потоков иногда достигает 10–12 м. Наибольшие углы наклона потоков 20–22°. Вершина вулкана заканчивается небольшой плоско-вогнутой площадкой диаметром 40–45 м. Поверхность площадки, по-видимому, является реликтом разрушенного кратера; она сложена исключительно красными шлаками и шлаковидной лавой. Весь конус сложен базальтами. Возраст вулкана датируется как верхнечетвертичный (Q₃).

4 (48) Вулкан Центральный располагается на водоразделе хребта в 5 км к северо-востоку от вулкана Черного. Абсолютная высота – 1382 м, относительная – около 500 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько вытянутую в северо-

западном направлении форму с осями 6×4 км, площадь его — 19 км^2 . Объем изверженного материала — 4 км^3 . Форма вулканической постройки близка к шиту. Он имеет относительно крутые борта и обширную плоско-выпуклую вершину, которая венчается шлаковой постройкой. Углы наклона склонов составляют $12-14^\circ$. На склонах вулкана четко выделяется несколько лавовых потоков (рис. 41). Шлаковая постройка, располагающаяся в центральной части сооружения, имеет форму продолговатого конуса и сложена, в основном, красными и черными шлаками. Размер обломков шлаков обычно от 1–2 до 5–6 см. В изобилии встречаются лапилли и вулканический песок. Южный склон вулкана подрезан троговой долиной второй стадии верхнеплейстоценового оледенения. Основная масса вулканического сооружения сложена мощными (до 18–25 м) лавовыми потоками. Прослой пирокластики имеют незначительную мощность. Преобладание эффузивного материала и обусловило своеобразную шитовую форму вулканического сооружения. Лавы вулкана представлены базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный — современный (Q_3-4). Начальные излияния вулкана относятся к концу верхнечетвертичного времени, заключительные же лавовые потоки излились в послеледниковое время.

5 (49) Вулкан Пограничный располагается на водоразделе хребта, в истоках р. Двухъярточной. Абсолютная высота — 1428,5 м, относительная западных склонов — 450 м, восточных — 700 м. В плане вулканическое сооружение имеет несколько вытянутую в широтном направлении форму с осями $4,5 \times 7$ км, площадь — 15 км^2 . Объем изверженного материала $\sim 4 \text{ км}^3$. Форма вулканической постройки — пологий шит, венчающийся двумя вершинами (рис. 41). Склоны вулкана эродированы слабо, и только его юго-восточное подножье подрезается небольшой троговой долиной. Выделяются отдельные лавовые потоки, первично-вулканический облик склонов выражен четко. Шитовая постройка заканчивается пологим лавовым конусом без кратера. На западном склоне постройки расположен крупный шлаковый конус. Диаметр основания — 1 км, относительная высота около 150 м. Шлаковый конус заканчивается небольшим кратером, открытым в юго-западном направлении. Вулканическая постройка сложена преимущественно лавами, количество пирокластического материала невелико. В привершинной части появляются шлаковидные лавы и взрывчатый индекс увеличивается. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный — современный (Q_3-Q_4). Деятельность вулкана началась до второй (последней) стадии верхнеплейстоценового оледенения, но основная часть вулканического сооружения сформировалась в современное (голоценовое) время.

6 (50) Вулкан Водораздельный располагается на водоразделе хребта, в истоках рек Двухъярточный, Левого и правых притоков верховья р. Калгауч. Абсолютная высота — 1350,1 м, относительная — около 500–650 м. В плане вулканическое сооружение имеет форму овала, ориентированного в северо-восточном направлении с осями 6×9 км. Площадь — 55 км^2 . Объем изверженного материала — 9 км^3 . Форма вулканической постройки — пологий шит, увенчанный серией шлаковых конусов. Кривые части вулкана, как правило, крутые, а местами обрывисты. Вся обширная привершинная часть имеет пологий уклон — углы наклона не превышают $6-8^\circ$. На склонах вулкана хорошо прослеживаются отдельные лавовые потоки. Вершинная часть представляет собой серию из шести шлаковых конусов, расположенных на одной прямой северо-восточного направления длиной около 5 км. (рис. 41). Основания конусов, как правило, соприкасаются, размеры их невелики, диаметр основания не превышает 400 м, относительная высота — 100 м. На вершинах некоторых из них располагаются неглубокие кратеры. Лавовые потоки излились не из всех шлаковых конусов. В строении вулкана преобладают лавовые потоки мощностью 8–10 м. Прослой пирокластического материала маломощны, как правило, не превышают 2–3 м. В привершинной части заметно увеличивается количество шлаковой лавы и несколько возрастает количество пирокластического материала. Состав продуктов извержений представлен андезито-базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый) (Q_4).

7 (51) Вулкан Заозерный располагается в 8 км северо-западнее озера Двухъярточного, занимая водораздельный участок междуречья верховий р. Двухъярточной и правых притоков верховий р. Левого. Абсолютная высота — 1264,9 м, относительная — 550 м. Площадь вулкана — около 41 км^2 , объем изверженного материала —

ла - 7 км³. Форма вулканической постройки - правильный щит, заканчивающийся двумя пологими конусами. Подножье вулкана и его склоны эродированы слабо. На южных склонах располагаются два небольших кара, а южное подножье вулкана подрезано троговой долиной р.Двухъярточной. Северные и восточные склоны имеют первично-вулканический облик, но отдельные лавовые потоки не выделяются и склоны представляют собой развал глыб. Обе вершины вулкана имеют сходное строение. Это пологие конусы, кратеры отсутствуют. Возраст вулкана верхнечетвертично-современный (Q₃ - Q₄).

8 (52) Вулкан Кастрюля располагается в 7 км к северу от озера Двухъярточного, в истоках р. Правая Развилка (приток р.Двухъярточной). Абсолютная высота - 1155,4 м, относительная - около 300 м. Площадь, занимаемая вулканической постройкой, около 20 км², объем изверженного материала - 3 км³. Форма вулканической постройки - пологий правильный щит, заканчивающийся конусом. Склоны вулкана эродированы слабо, но отдельные лавовые потоки не выделяются. Щитовая постройка венчается правильным конусом, относительная высота его 150 м, диаметр основания - 1 км. Кратер отсутствует. Возраст вулкана современный (голоценовый) - Q₄.

9 (53) Вулкан Олений располагается в 4 км севернее озера Двухъярточного. Абсолютная высота - 1081,2 м, относительная - около 450 м. В плане вулканическое сооружение занимает площадь, близкую к окружности с диаметром 5 км, площадь - 18 км². Объем изверженного материала - 4 км³. Форма вулканической постройки - правильный пологий щит. Склоны вулкана слабо эродированы небольшими промоинами, и только южное и юго-западное подножье имеют крутые обрывы, возможно, в результате ледниковой экзарации. Вулканическая постройка заканчивается очень плоской вершиной. Кратер отсутствует. Возраст вулкана, по-видимому, раннеголоценовый (Q₄¹).

10 (54) Вулкан Калгауч располагается в северной части района, в истоках правых притоков р.Калгауч. Абсолютная высота - 1205,8 м, относительная - 650 м. В плане вулканическая постройка близка к эллипсу с осями 6 x 4 км, площадь - 14 км². Объем изверженного материала - 4 км³. Форма вулканической постройки близка к пологому конусу с равномерным развитием всех склонов (рис. 41). Вершина представляет собой довольно плоскую площадку диаметром 60 м, сложенную шлаковидными лавами красно-бурого цвета. К северо-востоку от вершины, после небольшого понижения, на расстоянии 50 м располагается гребень протяженностью в 500 м. К западу от вершины находится лавовый купол, образовавшийся несколько позднее основной вулканической постройки. Северо-восточный склон вулкана подрезан троговой долиной притока р.Калгауч, благодаря чему можно наблюдать его внутреннюю структуру. Разрез вулканической постройки характеризуется чередованием лавовых потоков мощностью 5-8 м с прослоями пирокластического материала мощностью 2-3 м. На северо-восточном склоне вулкана располагается небольшой шлаковый конус, давший лавовый поток северо-западного направления. Кроме этого, имеется еще четыре шлаковых конуса небольших размеров с лавовыми потоками. Лавы вулкана представлены базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

11 (55) Вулкан Блинец располагается в северной части района, в истоках правых притоков р.Калгауч. Абсолютная высота - 1243,5 м, относительная - около 700 м. В плане вулканическое сооружение занимает площадь близкую к эллипсу с осями 6 x 4 км, площадь - 20 км². Объем изверженного материала - 4 км³. Форма вулканического сооружения - асимметричный пологонаклонный конус, северо-западная часть его, имеющая наибольшую протяженность, пологая, в то время как юго-восточный склон круто обрывается в сторону водораздела (рис. 41). Асимметричная форма постройки обусловлена наклоном фундамента вулкана в северо-западном направлении. Вершина заканчивается небольшой шлаковой постройкой. От подножья до высоты 950 м на юго-западном склоне наблюдается чередование лавовых потоков с прослоями пирокластического материала. Лавовые потоки образуют четко выраженные в рельефе отдельные ступени. Мощность лавовых потоков колеблется в пределах от 10-15 до 35-40 м. Прослой пирокластического материала не превышают 4-5 м по мощности. С высоты 950 м склон резко выполаживается до 10-15° и представлен хаотическими развалами крупноглыбовой лавы. Привершинная часть сложена шлаковидными лавами. Породы вулкана однотипные и представлены базальтами.

В целом вулканическая постройка характеризуется хорошей сохранностью и имеет отчетливые следы воздействия только одной, последней стадии оледенения. Южная часть вулкана подрезана молодой троговой долиной, а западное подножье перекрывается мореной, прекрасно выраженной в рельефе. Исходя из этого, возраст вулкана определен как верхнечетвертичный (Q₃). Возможно, что заключительная стадия вулканической деятельности относится к современному (голоценовому) времени.

7. Седанкинский вулканический район

Седанкинский вулканический район занимает водораздельный участок Среднего хребта от междуречья верховий рек Лево́й и Рассо́шины (приток р. Седанки) на юге до междуречья верховий рек Ши́шей (приток р. Еловки) и Халгинче́ваям (приток р. Воямполки) на севере. Общая протяженность района около 75 км, при ширине 30–36 км. На данном участке абсолютные высоты хребта резко снижаются, он представляет собой пологоувалистый вулканический дол, подобно Анаунскому вулканическому нагорью. Четвертичный вулканизм в данном районе по сравнению с другими проявился особенно интенсивно.

Фундаментом вулканов является вулканогенно-осадочная, а в некоторых случаях эффузивно-пирокластическая толща алнейской серии и эффузивный комплекс древне-четвертичных излияний.

Четвертичный вулканизм в районе наиболее интенсивно проявился в конце верхне-четвертичного и в голоценовое время, сформировав наиболее типичные щитовые вулкана хребта. Выделено восемнадцать вулканов: Калгнитунуп, Кэбенэй, Федотыч, Кунхилок, Седанкинский, Медвежий, Леутонгей, Тузовский, Твитунуп, Центральный, Горного института, Рассошина, Титила, Междусопочный, Пирожникова, Шишель, Озерной, Еловский и Озерновский лавовый поток (рис. 42). Последний, правда, не относится к типичным вулканам, а является результатом деятельности ареального вулканизма. Но, учитывая относительно большой объем изверженного материала, мы сочли необходимым дать о нем краткие сведения.

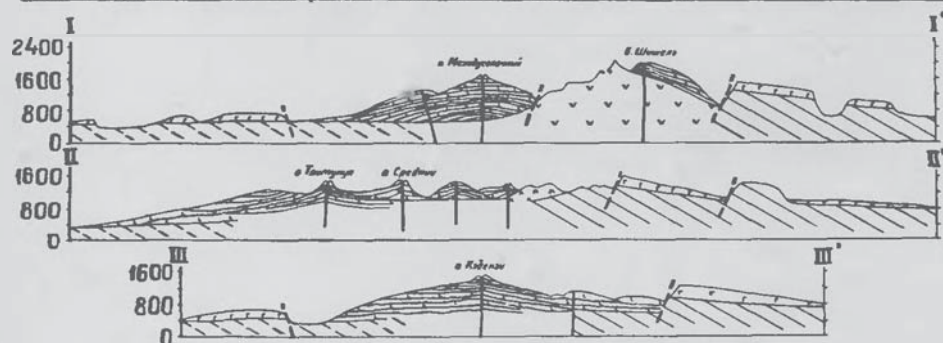
Кроме вулканов центрального типа, в районе интенсивно проявился ареальный вулканизм, сформировавший многочисленные шлаковые конусы и лавовые потоки. По интенсивности проявления ареального вулканизма Седанкинский район занимает одно из первых мест в зоне. Всего насчитывается около 150 шлаковых и лавовых конусов.

Общая площадь, занятая четвертичными вулканическими образованиями, составляет около 1600 км², а объем изверженного материала примерно равен 400 км³. На моногенные вулканические образования ареального типа приходится около 700 км² площади и 150 км³ объема изверженного материала, что составляет почти половину всего объема ареальных излияний вулканической зоны хребта.

В данном районе наблюдаются все переходные формы вулканических образований — от миниатюрных шлаковых и лавовых конусов до крупнейших щитовых вулканов типа Кэбенэй.

Здесь сосредоточено наибольшее количество типичных щитовых вулканов, близких к исландскому типу (Кэбенэй, Леутонгей, Тузовский, Титила, Междусопочный, Шишель и др.). Это, как правило, очень пологие вулканические постройки, угол наклона склонов которых колеблется в пределах 8–16°. Средние диаметры оснований составляют 8–12 км, наиболее крупные постройки имеют диаметр до 20 км. Относительные высоты колеблются в пределах 600–1000 м. В строении вулканов резко преобладают лавовые потоки. Состав продуктов извержений как вулканов, так и ареальных излияний очень однообразен и представлен базальтами. О крайне молодом, по существу современному возрасту многих вулканов свидетельствует весьма совершенная сохранность их лавовых потоков, а также факт перекрытия ими современных аллювиальных отложений. Многие вулканы, такие, как Кэбенэй, Титила, Междусопочный и др., по морфологии совершенно аналогичны многим ныне действующим вулканам Камчатки, например, Горелому, Карымскому и другим.

1 (56) Вулкан Калгнитунуп располагается в приводораздельной части хребта, в истоках р. Кемлеваям (приток р. Калгауч). Абсолютная высота — 1413 м, отно-



сительная – около 600 м. Площадь – 19 км^2 . Объем изверженного материала – 4 км^3 . Форма вулканической постройки – конус, который в значительной степени разрушен процессами эрозии. Подножье вулкана перекрыто молодыми излияниями вулкана Кэбенэй. Склоны эродированы глубокими промоинами. Вершинная часть вулканической постройки заканчивается скальным гребнем, имеющим форму полукруга с диаметром около 1 км. В настоящее время трудно решить, является ли гребень остатков кратера или эрозионной формой. В строении вулкана резко преобладают лавовые потоки. Пирокластический материал встречается на небольших участках и количество его крайне невелико. Состав пород представлен базальтами, андезито-базальтами и андезитами. Возраст вулкана может быть определен очень условно как среднечетвертичный (Q_2).

2 (57) Вулкан Кэбенэй (син. Миньзвентен) располагается на водораздельной части хребта, в районе междуречья р. Седанки и Леовой (приток р. Еловки). Абсолютная высота – 1529 м, относительная – около 1200 м. Площадь его около 300 км^2 . Объем изверженного материала $\sim 100 \text{ км}^3$. Вулкан Кэбенэй представляет собой сложнопостроенный вулканический массив, в состав которого входит несколько вулканических построек. Наиболее крупными из них являются г. Кэбенэй, высота 1381 м, и две без названия и отметок в северо-восточной части вулканического массива (рис. 43). Кроме указанных вулканических построек, имеется большое количество отдельных небольших центров излияний. Форма вулканического массива – пологий щит, склоны которого совершенно не эродированы и представляют собой труднопроходимые лавовые поля (рис. 44). Самой крупной вулканической постройкой является Кэбенэй, который закончил свое формирование самым последним из всей группы. В плане вулканическое сооружение имеет форму овала, вытянутого в северо-восточном направлении с осями $13 \times 20 \text{ км}$. Склоны вулкана представляют собой громадные потоки, типа "плащей", с хорошо выраженными следами течения. Углы наклона склонов – $6-8^\circ$. В привершинной части вулканической постройки выделяется несколько отдельных лавовых потоков, которые характеризуются значительной шириной и небольшой мощностью. Вершина вулкана заканчивается двумя шлаковыми постройками. Обе шлаковые постройки соприкасаются основаниями. Восточная шлаковая постройка в значительной степени разрушена. Диаметр основания ее около 500 м, относительная высота – 150–180 м. Конус заканчивается продолговатым кратером. В восточном направлении из кратера излился лавовый поток. Западная шлаковая постройка характеризуется более значительными размерами и лучшей сохранностью.

В южной части вулканического массива располагается вулканическая постройка с отметкой 1381 м. Относительная высота ее около 700 м, углы наклона склонов составляют $8-10^\circ$. Поверхность склонов представляет собой развал глыбовой лавы. К вершине склоны заметно выполаживаются и возрастает количество шлаковидной лавы. На вершине вулкана имеется чашеобразное углубление – кратерная воронка. Глубина воронки – 15–20 м, диаметр – 100 м. Кратерная воронка четко оконтурена валом шлаковидной лавы, дно ее также выполнено шлаковидной лавой. На бортах

Рис. 42. Схема вулканических образований Седанкинского района.

1 – отложения кованской серии; 2 – отложения алнейской серии; 3 – нерасчлененная эффузивно-пирокластическая толща; 4 – древнечетвертичные покровы (плато-эффузивы); 5 – вулканы с четко дифференцированными лавами; 6 – шитовые вулканы базальтового состава; 7 – шлаковые постройки на вершине шитовых вулканов; 8 – шлаковые конусы и их лавовые потоки; 9 – базальты и андезито-базальты древнечетвертичных излияний; 10 – базальты верхнечетвертичных и голоценовых шитовых вулканов; 11 – экструзивные купола; 12 – разломы со смещением; 13 – трогги; 14 – разломы без смещения. Вулканы: 1 – Калгнитунуп; 2 – Кэбеней; 3 – Федотыч; 4 – Кунхилок; 5 – Седанкинский; 6 – Медвежий; 7 – Леутонгей; 8 – Тузовский; 9 – Твитунуп; 10 – Средний; 11 – Горного Института; 12 – Рассошина; 13 – Титила; 14 – Междусопочный; 15 – Пирожникова; 16 – Шишель; 17 – Озерной; 18 – Еловский; 19 – Озерновский лавовый поток



Рис. 43. Морфология вулкана Кзбеней

вершинного вала присутствует небольшое количество пирокластического материала. К северо-востоку от вершины располагается серия шлаковых конусов, ориентированных в северо-восточном направлении.

Самыми древними центрами излияний являются две вулканические постройки, расположенные в северо-восточной части вулканического массива. Обе постройки как бы прислонены к скалистому гребню, сложенному вулканогенно-осадочными породами (скала Одинокая – отм. 1381 м). Северо-восточная вулканическая постройка характеризуется относительно небольшими размерами. Основная масса лавы излилась в северо-восточном направлении, заполнив верховье долины р. Юкля. Юго-западные склоны совершенно не развиты. Постройка имеет относительно крутые склоны, конус заканчивается небольшой пологой чашей – кратером. Сооружение сложено исключительно лавами, и только в прикратерной части плотные разности лав сменяются шлаковидной лавой.

Юго-западная постройка характеризуется более сложным строением. В плане она имеет вытянутую форму. Основная масса лавового материала распространялась в двух направлениях: в северо-и юго-восточном. В юго-восточную сторону излилась основная масса материала, заполнив верховье долины р. Лево́й. На вершинной части постройки располагаются три отдельных лавовых купола, которые соответствуют трем центрам излияний. Склоны сооружения представлены глыбовыми развалами плотной монолитной лавы. Пирокластический материал совершенно отсутствует. Имеются только шлаковидные лавы в вершинной части конуса. Ни на одном из центров излияний не имеется кратера, обычно они заканчиваются пологой возвышенностью. Состав лав вулканического массива Кзбеней больших различий не обнаруживает и отвечает базальтам и андезито-базальтам.

Возраст вулканического массива Кзбеней современный (голоценовый = Q_4). Вулканический массив на своих склонах не имеет скульптурно-ледниковых форм рельефа, его лавовые потоки перекрывают молодой ледниковый комплекс второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^3). Тесная пространственная связь между отдельными вулканическими постройками, тождественность строения и одинаковый



Рис. 44. Вулкан Кэбеней, северный склон

состав лав дают возможность предполагать, что все вулканические постройки связаны с единым магматическим очагом и только миграция выводного канала обусловила образование отдельных последовательно перекрывающихся построек.

3 (58) Вулкан Федотыч располагается на восточном склоне хребта, на левобережье верховой р. Поворотной. Абсолютная высота – 958, относительная – около 300 м. В плане вулканическая постройка близка к окружности диаметром 4,5 км, площадь – 13 км². Объем изверженного материала – 2 км³. Форма вулканической постройки – правильный пологий конус. Склоны вулкана слабо эродированы и имеют первично-вулканический облик, кратер отсутствует. Строение вулкана относительно простое. В основании располагается пологая щитовая постройка, в которой резко преобладают лавовые потоки. Щитовая постройка постепенно переходит в пологий конус, в строении которого уже существенную роль начинает играть пирокластический материал, и по структуре вершинная часть приближается к стратовулкану. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый = Q₄)

4 (59) Вулкан Кунхилок располагается на восточном склоне хребта, на левобережье верховой р. Кунхилок (приток р. Еловки). Абсолютная высота – 1325 м, относительная – около 600 м. В плане вулканическая постройка близка к эллипсу с осями 7,5 x 5,5 км, ориентированному в северо-западном направлении. Площадь – 21 км². Объем изверженного материала – 5 км³. Форма вулканической постройки – пологий, сильно эродированный конус (рис. 45). Вулкан удален на значительное расстояние от водораздельной части хребта. Склоны вулкана развиты не одинаково. Наибольшую протяженность и лучшую сохранность имеют юго-восточные склоны. Пологий лавовый первично-вулканический склон вулкана резким уступом обрывается к подножью. Громадный ледниковый кар разрушил почти полностью северо-западную часть постройки. Развитию ледникового кара, по-видимому, благоприятствовало образование большой депрессионной воронки на вершине вулкана – кратера. В центральной части циркообразной воронки располагается экструзивный купол, на многих его участках наблюдается столбчатая отдельность. Вулкан сложен напластованием мощных лавовых потоков с прослоями пирокластического материала и по структуре относится к стратовулканам. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Определение возраста вулкана несколько затруднено, так как он находится на относительно невысоких абсолютных отметках. По-видимому, его формирование следует относить к началу верхнечетвертичного времени (Q₃¹).

5 (60) Вулкан Седанкинский располагается в водораздельной части хребта, на правобережье истоков р. Седанки. Абсолютная высота – 1257 м, относительная северо-восточных склонов – 350 м, юго-западных – 600 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении



Рис. 45. Вулкан Кунхилок, юго-западный склон

форму с осями $6,5 \times 11$ км, занимая площадь 48 км^2 . Объем изверженного материала равен 8 км^3 . Форма вулканической постройки – шит, венчающийся пологим конусом (рис. 46). Склоны вулкана совершенно не эродированы и имеют первично-вулканический облик. Основная масса излияний была направлена в юго-западном направлении, что обусловлено наклоном фундамента. Начальные излияния представлены в основном лавовыми потоками. Количество пирокластического материала невелико, к привершинной части его количество несколько увеличивается, но преобладают все же лавовые потоки. Вершинная часть вулкана состоит из трех шлаковых построек, ориентированных в северо-восточном направлении. Размеры шлаковых построек примерно одинаковые, диаметры оснований их около 1 км, относительные высоты около 100–120 м. Все шлаковые постройки имеют кратеры. Взаимоотношение оснований шлаковых построек показывает, что формирование их происходило последовательно от юго-западной постройки до северо-восточной, т.е. наблюдается миграция выводного канала вулкана. На его склонах располагаются шесть небольших шлаковых конусов, некоторые из них дали небольшие лавовые потоки. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый = Q_4).

6 (61) Вулкан Медвежий располагается на западном склоне хребта, у южного подножья вулкана Леутонгей. Абсолютная высота вулкана – 1114 м, относительная – около 400 м. Подножье вулкана и значительная часть его постройки перекрыты более молодыми лавовыми потоками вулкана Леутонгей. Диаметр постройки – 2 км, площадь – 3 км^2 , объем изверженного материала – около 2 км^3 . Форма вулканической постройки – правильный пологий усеченный конус. Склоны эродированы небольшими промоинами. Вершина заканчивается небольшим пологим кратером диаметром 200 м. Для постройки характерно ритмичное переслаивание лавовых потоков с прослоями пирокластического материала, причем мощность лавовых потоков несколько больше прослоев пирокластического материала и в среднем составляет 4–6 м. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана, по-видимому, современный (голоценовый = Q_4).

7 (62) Вулкан Леутонгей располагается на западном склоне хребта, в междуречье верховий рек Седанки и Первой Рассошины. Абсолютная высота – 1341 м, относительная восточных склонов 500 м, западных – около 1000 м. В плане вулканическая постройка имеет форму, близкую к окружности, диаметром около 15 км, площадь – 190 км^2 . Объем изверженного материала – 40 км^3 . Форма вулканической постройки – пологий шит, заканчивающийся двумя круглыми конусовидными вершинами (рис. 47). Постройка совершенно не эродирована и имеет первично-вулканический облик. Глубина врезов речных долин не превышает первых десятков метров.

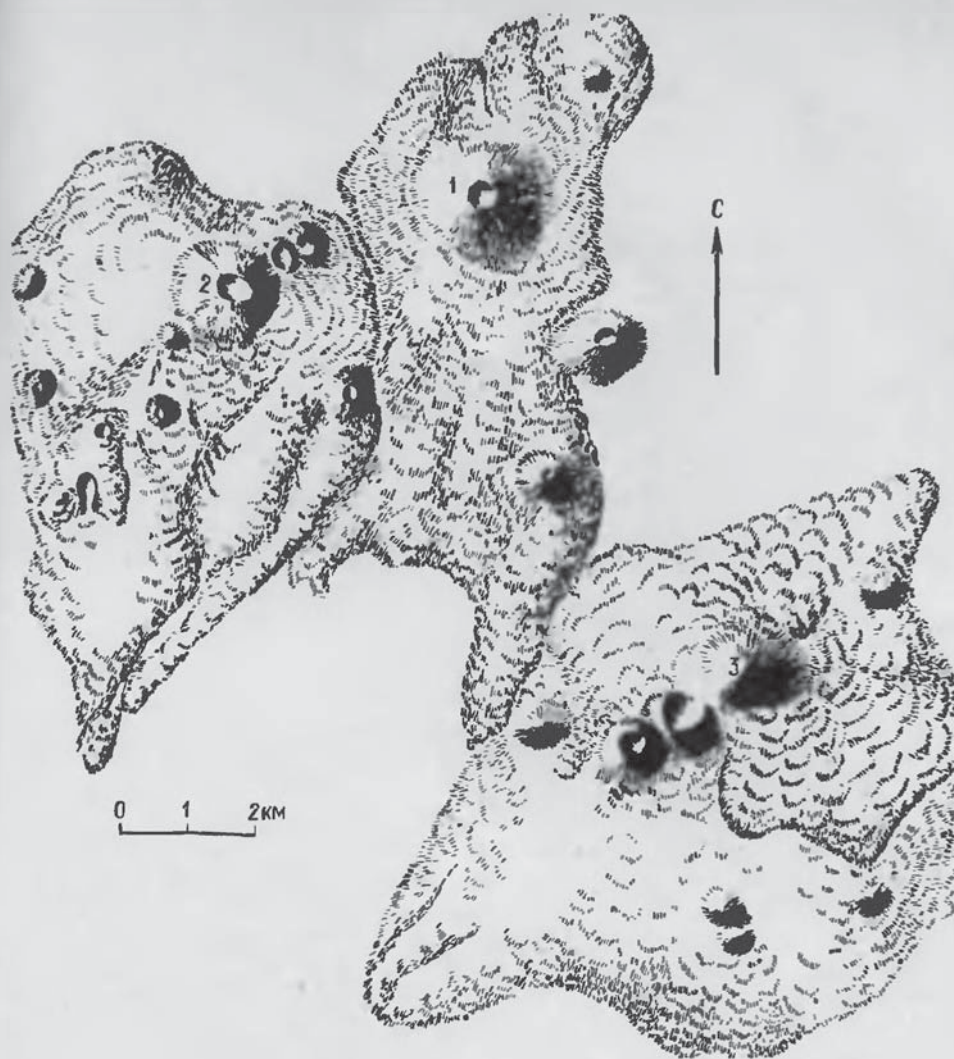


Рис. 46. Морфология вулканов Седанкинского (3), Тузовского (2), Среднего (1)

Углы наклона склонов составляют $4-6^{\circ}$. Основная часть постройки сложена исключительно напластованием лавовых потоков. К привершинной части пирокластический материал появляется в заметном количестве, обе вершины вулкана сложены преимущественно пирокластическим материалом. Вершинный конус с отм. 1341 м является наиболее крупным. Относительная высота его около 350 м, диаметр основания около 3 км. Это пологий правильный усеченный конус. Склоны его прорезаны небольшими промоинами, а на вершине располагаются три эксплозивных кратера. Диаметр двух кратеров составляет 250 м и последнего – около 200 м. Кратерные воронки имеют форму пологих чаш. Северо-восточная вершина вулкана (отм. 1284 м) характеризуется несколько меньшими размерами, относительная высота ее около 200 м, диаметр основания – 2 км. Форма его – также правильный усеченный конус. На вершине располагается неглубокий кратер.

На склонах вулкана насчитывается около девяти небольших шлаковых конусов, многие из которых дали лавовые потоки. Основная масса шлаковых конусов располагается на юго-западных и северо-восточных склонах вулкана.

Продукты извержений представлены базальтами и андезито-базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый = Q_4).



Рис. 47. Щитовой вулкан Леутонгей с крупной шлаковой постройкой на вершине, южный склон

8 (63) Вулкан Тузовский располагается в приводораздельной части хребта, на правобережье верховья р.Седанки. Абсолютная высота – 1542 м, относительная – около 700 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму с осями 6×8 км, занимая площадь около 25 км^2 . Объем изверженного материала – 5 км^3 . Форма вулкана – пологий щит, венчающийся пологим конусом с эксцентрично смещенной на северо-восток вершиной (рис. 46). Склоны вулкана эродированы небольшими промоинами и неглубокими распадками, но в общем постройка имеет первично-вулканический облик, хорошо выделяются отдельные лавовые потоки. Щитовая постройка в основании вулкана сложена преимущественно напластованием лавовых потоков, пирокластический материал практически отсутствует. Мощность лавовых потоков в среднем составляет 5–6 м. На щитовой постройке располагается крупный шлаковый конус, диаметр основания которого – 1,5 км, относительная высота – 150 м. Форма шлаковой постройки – правильный усеченный конус, на вершине имеется кратер. Диаметр кратера – 300 м, глубина – 30 м. На склонах вулкана сформировано около восьми шлаковых конусов. У северо-восточного подножья вершинной шлаковой постройки обнаружены два небольших конуса, оба заканчиваются небольшими кратерами. На юго-западном склоне вулкана – три шлаковых конуса, самый нижний из которых дал небольшой лавовый поток. Самый крупный лавовый поток, протяженностью 7 км, излился из шлакового конуса, находящегося на юго-восточном подножии вулкана (отм. 1274 м). Основная масса шлаковых конусов на склонах группируется полосой северо-восточного направления. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый = Q₄).

9 (64) Вулкан Твитунуп приурочен к западному склону хребта и находится севернее вулкана Леутонгей и Тузовский. Абсолютная высота – 1450 м, относительная западных склонов – около 100 м, восточных – 400 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в северо-западном направлении форму с осями 14×7 км, занимая площадь около 50 км^2 . Объем изверженного материала $\sim 10 \text{ км}^3$. Форма вулканической постройки – пологий щит, венчающийся тремя шлаковыми конусами (рис. 48). В привершинной части вулканической постройки хорошо выделяются отдельные лавовые потоки. Пирокластический материал отмечается только в привершинной части вулкана. Три вершинных конуса фиксируют основные центры излияний. Наиболее крупный из них – юго-восточный (отм. 1450 м) – имеет правильные очертания. Диаметр основания – 1,5 км, относительная высота – 250 м. Вершина кону-

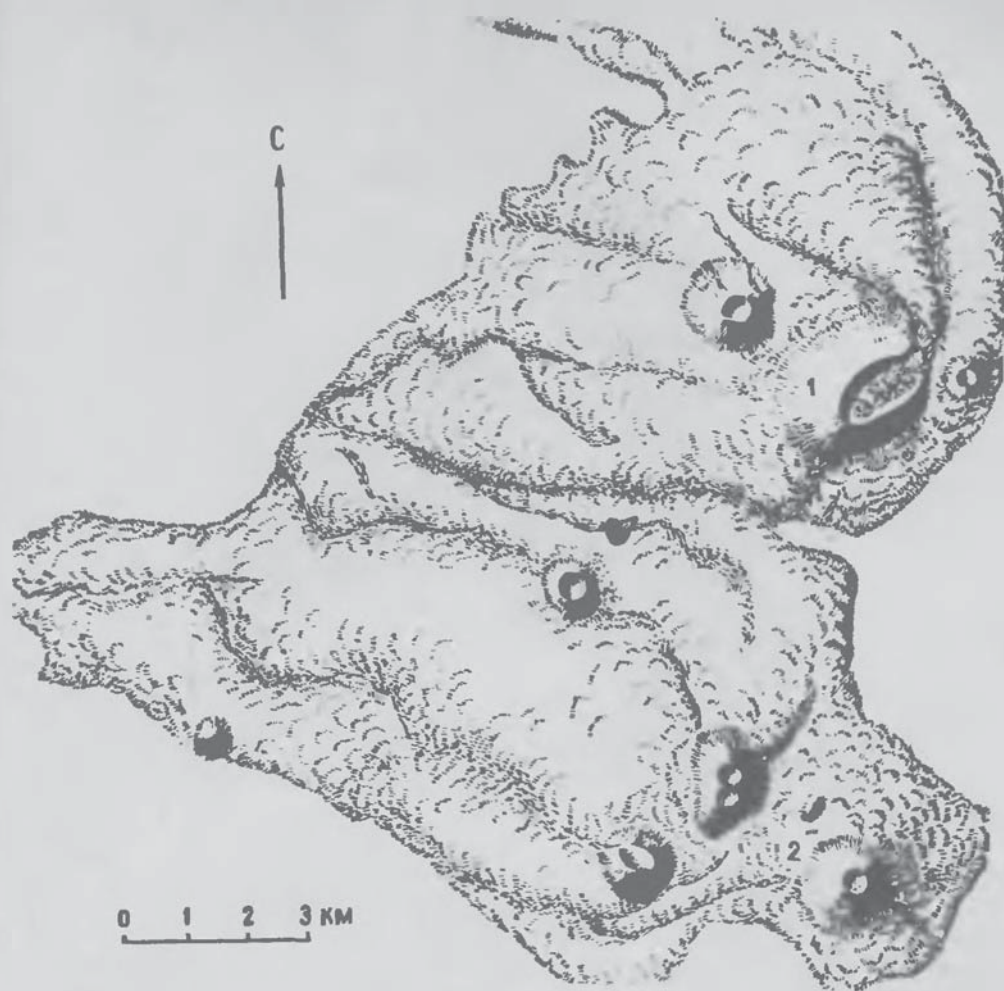


Рис. 48. Морфология вулканов Рассошина (1) и Твитунуп (2)

он заканчивается небольшим правильным кратером. Северный шлаковый конус (г. Твитунуп, отм. 1291 м) несколько меньшего размера и на вершине его имеются два кратера. Третий, юго-западный шлаковый конус небольшой, кратер его открыт в северо-западном направлении. На северо-западном склоне вулкана, возле его подножья, располагаются два небольших шлаковых конуса. Продукты извержений вулкана представлены базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый = Q_4).

10 (65) Вулкан Средний располагается на западном склоне хребта, к востоку от вулкана Тузовский. Абсолютная высота вулкана – 1410 м, относительная южных склонов – около 680 м, северных – 400 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в меридиональном направлении форму с осями 4 x 9 км, занимая площадь около 32 км². Объем изверженного материала – 5 км³. Форма вулканической постройки – пологий щит, заканчивающийся конусовидной вершиной (рис. 46), его строение аналогично таким вулканам района, как Тузовский, Леутонгей и др. Отличие заключается только в размерах вулканической постройки. В основании вулкана располагается щитовая постройка, венчающаяся крупным шлаковым конусом. Диаметр шлакового конуса – 2 км, относительная высота около 300 м. На вершине располагается пологий кратер диаметром 250 м. Состав продуктов извержений – базальтовый. Возраст вулкана современный (голоценовый = Q_4).

11 (66) Вулкан Горного Института располагается в приводораздельной части хребта к юго-востоку от оз. Глубокого, в истоках рек Седанки и Кунхилок.



Рис. 49. Морфология вулкана Титила

Абсолютная высота — 2045 м, относительная — около 700 м. В плане вулканическая постройка имеет форму, близкую к окружности, диаметром около 6 км, площадь 27 км². Объем изверженного материала — 6 км³. Форма вулканической постройки конусовидная. Склоны вулкана в значительной степени эродированы, особенно его подножье. В строении вулкана выделяются две части — основание и вершинный конус. Основание сложено мощными потоками с прослоями пирокластического материала, в вершинном конусе преобладает пирокластический материал. На вершине вулкана располагается неглубокий кратер, имеющий овальную форму с осями 300 x 450 м, ориентированный в северо-западном направлении. К северо-восточному краю кратера примыкает взрывная продолговатая воронка. Аналогичная взрывная воронка находится на восточном склоне вершинной части вулкана. Из кратера в южном направлении излился лавовый поток. Состав продуктов извержений — двупироксеновые андезиты. Возраст вулкана верхнечетвертичный — современный (голоценовый) (Q₃₋₄).

12 (67) Вулкан Рассошина располагается на западном склоне хребта, в истоках реки Первая Рассошина (приток р. Пирожниковой). Абсолютная высота — 1210 м. Относительная западных склонов — около 750 м, восточных — 400 м. В плане вулканическая постройка имеет изотермичную форму, занимает площадь около 60 км². Объем изверженного материала — 10 км³. Форма вулканической постройки — небольшой очень пологий щит с эксцентрично смещенной на восток конусовидной вершиной (рис. 48). Склоны совершенно не эродированы. Хорошо фиксируются отдельные лавовые потоки. Щитовая постройка в основании вулкана сложена исключительно напластованием лавовых потоков. Пирокластический материал появляется только в привершинной части постройки. Форма вершины вулкана — усеченный конус, несколько вытянутый в северо-восточном направлении. Размеры основания его 2,5 x 3,5 км, относительная высота около 300 м. На вершине располагается пологий кратер, открытый в северо-восточном направлении. Размер кратера 0,3 x 0,5 км. Из кратера излился лавовый поток. В строении вершинного конуса преобладает пирокластический материал. На склонах вулкана располагается два шлаковых конуса (отм. 510 м и 981 м). Из шлакового конуса с отм. 981 м излился лавовый поток



Рис. 50. Вулкан Междусопочный, восточный склон

протяженностью около 8 км. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый) Q_4).

13 (68) Вулкан Титила располагается на западном склоне хребта, в истоках р.Второй Рассошины (приток р.Пирожниковой). Абсолютная высота – 1549,8 м, относительная юго-восточных склонов – около 500 м, северо-западных – около 1000 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в северо-западном направлении форму с осями 10×6 км, занимая площадь около 50 км². Объем изверженного материала – 12 км³. Форма вулканической постройки – пологий щит, венчающийся пологим конусом (рис. 49). Склоны вулкана совершенно не эродированы, имеют первично-вулканический облик. Углы наклона склонов, как правило, не превышают $6-8^\circ$ и только в привершинной части увеличиваются до $12-14^\circ$. Основная часть постройки сложена напластованием лавовых потоков, мощность их невелика и в среднем составляет около 5–6 м. В привершинной части вулкана в незначительном количестве появляется пирокластический материал. Пологая щитовая постройка постепенно переходит в пологий лавовый вершинный конус. Лавовые потоки вершинного конуса по протяженности невелики (до 4 км) и маломощны (3–4 м), но имеют значительную ширину, покрывая склоны в виде "плаща". Вершина вулкана заканчивается двумя небольшими кратерами. Оба кратера имеют одинаковое строение, диаметры их около 250 м, внутренние стенки пологие. Из западного кратера излился небольшой лавовый поток в южном направлении. На склонах вулкана располагается большое количество шлаковых конусов, многие из которых дали лавовые потоки. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый = Q_4).

14 (69) Вулкан Междусопочный располагается на западном склоне хребта, в истоках р.Пирожниковой, к северу от оз. Междусопочного. Абсолютная высота – 1641 м, относительная восточных склонов – 600 м, западных – 850 м. В пла-



не вулканическая постройка имеет вытянутую в северо-западном направлении форму с осями $11 \times 7,5_3$ км. Площадь ее составляет около 90 км^2 . Объем изверженного материала — 25 км^3 . Форма вулканической постройки — правильный шит. Склоны вулкана, как правило, не эродированы и имеют первично-вулканический облик (рис. 50) и только в районе подножья наблюдаются небольшие промоины и распадки. Углы наклона склонов в среднем составляют $12-15^\circ$ и только в привершинной части увеличиваются до $18-20^\circ$. На склонах — развал мелко-глыбовых осыпей; в привершинной части хорошо выделяются небольшие лавовые потоки, мощностью 4–5 м. Пирокластический материал почти отсутствует. Лавовая щитовая постройка постепенно переходит в пологий конус. Хотя и наблюдается резкое увеличение пирокластического материала к вершинной части вулканической постройки, но доля его, по сравнению с общим объемом излившегося материала, ничтожна, и практически вулкан состоит из лавовых потоков. Диаметр кратера 200 м, глубина 60–80 м. Продукты извержений представлены базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый Q_4).

15 (70) Вулкан Пирожникова располагается в приводораздельной части хребта, в истоках р.Пирожниковой и левых притоков р.Халгинчаявая. Абсолютная высота — 1665 м, относительная восточных склонов — около 400 м, западных — 1000 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в северо-западном направлении форму с осями 13×6 км, площадь — около 48 км^2 . Объем изверженного материала — 8 км^3 . Форма вулканической постройки — продолговатый пологий усеченный конус, с эксцентрично смещенной на восток вершиной. Склоны значительно эродированы. Первично-вулканический рельеф постройки сохранился только на западных склонах вулкана. Северо-восточное и юго-западное подножье постройки эродировано троговыми долинами. На юго-восточном склоне вулкана располагаются два больших ледниковых цирка, дно которых заполнено небольшими ледниками. Вершина заканчивается циркообразным кратером, имеющим выход в западном направлении. Диаметр кратера — около 1,5 км. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q_3).

16 (71) Вулкан Шишель располагается в приводораздельной части хребта, в истоках рек Правый Шишей и Левый Шишей. Абсолютная высота — 2115 м, относительная восточных склонов — около 200 м. В плане вулканическая постройка₂ занимает площадь, близкую к эллипсу с осями 6×8 км. Площадь ее около 43 км^2 . Объем изверженного материала $\sim 10 \text{ км}^3$. Форма вулканической постройки — неправильный пологий конус с очень сильно смещенной к западу вершиной (рис. 51). Неправильная форма вулкана обусловлена наклонным рельефом фундамента. Построй-

ка сформировалась на склоне г. Шишель, являющейся, по-видимому, плиоценовым вулканическим центром, поэтому основная масса излияний имела восточное направление. Западные склоны круто обрываются и имеют небольшую протяженность. На склонах хорошо выделяются отдельные лавовые потоки, их мощность в среднем составляет 2,5-3 м, но они имеют большую длину и ширину, покрывая склон вулкана в виде "плащей". Лавовые потоки, как правило, разделены прослоями пирокластического материала, количество которого незначительно увеличивается к вершинной части постройки, но его суммарное количество остается подчиненным. Вершина заканчивается двумя конусовидными возвышенностями. В строении их большое значение имеют шлаковидная лава и шлаки. Обе вершины заканчиваются кратерами. Юго-западный кратер имеет диаметр 200-250 м, глубина его около 80 м. Из кратера излился небольшой лавовый поток в восточном направлении, покрыв весь склон конуса. Северо-восточная вершина закончила свое формирование несколько позднее юго-западной. Это доказывается не только перекрытием лавовых потоков, но и лучшей морфологической выраженностью кратера и отдельных лавовых потоков. По структуре постройки относится к стратовулканам с преобладанием лавовых комплексов. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый - Q_4), так как морфологическая сохранность вулканической постройки, кратеров и отдельных лавовых потоков совершенно аналогична многим современным действующим вулканам Камчатки.

17 (72) Вулкан Озерной располагается на восточном склоне хребта, занимая водораздельный участок в верховье рек Еловки и Правой Озерной. Абсолютная высота - 1021 м, относительная - около 300 м. В плане вулканическое сооружение имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с осями 6,5 x 3 км, с общей площадью около 15 км². Объем изверженного материала - 2 км³. Форма вулкана - пологий щит, вершина которого заканчивается шлаковой постройкой. Склоны слабо эродированы небольшими промоинами. Северное подножие в значительной степени перекрыто лавами вулкана Еловского. Шлаковый конус, венчающий вершину вулкана, кратера не имеет. Диаметр его - 800 м, относительная высота около 120 м. Из шлакового конуса излились два небольших лавовых потока, один в северном направлении протяженностью 1 км и другой в западном, длиной до 1,5 км. Возраст вулкана современный (голоценовый - Q_4).

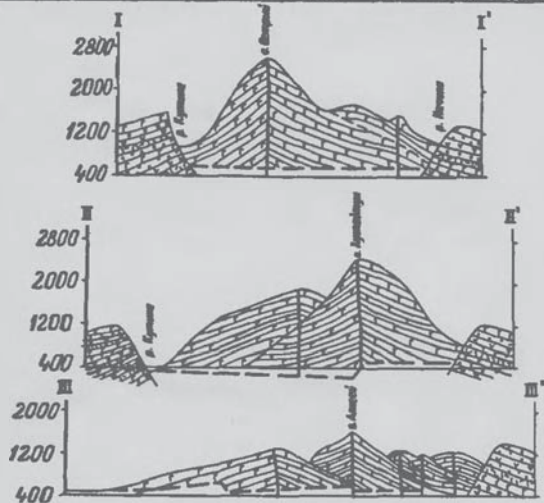
18 (73) Вулкан Еловский располагается на восточном склоне хребта, занимая водораздельный участок в верховье рек Еловки и Правая Озерная, северо-западнее вулкана Озерной. Абсолютная высота - 1381 м, относительная - около 500 м. В плане вулканическое сооружение имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с осями 7,5 x 4,5 км, с общей площадью около 30 км². Объем изверженного материала - 5 км³. Форма вулкана - пологий щит, вершина которого заканчивается продолговатой скальной грядой. Склоны совершенно не эродированы и имеют первично-вулканический облик. Отдельные лавовые потоки дешифрируются с большим трудом, что, по-видимому, связано с очень большой подвижностью лав, обусловивших маломощные, но большие по площади лавовые потоки. К вершинной части угол наклона склонов несколько увеличивается, вершина представляет собой дугообразный гребень, северо-западный склон которого постепенно переходит в склон вулкана. Юго-восточный склон вершинного гребня крутой, скалистый, в основании гребня располагается небольшая воронка, по-видимому, образованная в результате эксплозии. Возраст вулкана современный (голоценовый - Q_4).

19 (74) Озерновский лавовый поток располагается на восточном склоне хребта, в верховьях рек Левого Озерной и Правой Озерной. Выделяются два лавовых поля, одно из которых является результатом трещинного излияния, другое - центрального, сложенного шлаковым конусом с отн. 937 м. Суммарная площадь обоих лавовых потоков составляет около 100 км². Трещинный лавовый поток занимает площадь примерно 80 км², так как его северо-восточная часть перекрыта лавовым потоком центрального типа. Судя по гипсометрии трещинного лавового потока, среднюю мощность его ориентировочно можно принять около 50 м (наибольшая мощность потока около 100 м). Общий объем излившихся лав трещинного происхождения можно оценить, приблизительно, в 4 км³, т.е. он вполне сопоставим с трещинным излиянием долины р. Монни (Устиев, 1961). Общая протяженность лавового потока составляет 20 км, при средней ширине в 5 км. Одна магмовыводящая трещина располагается в



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

Рис.52. Схема вулканических образований Северного района. 1 – стратовулканы с преобладанием лавовых комплексов; 2 – щитовые вулканы; 3 – вулканы, состав продуктов которых неизвестен; 4 – шлаковые конусы и их лавовые потоки; 5 – эффузивы, не привязанные к центрам излияний; 6 – древнечетвертичный вулкан; 7 – плато-эффузивы; 8 – дочетвертичный фундамент; 9 – базальты и их туфы; 10 – базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы; 11 – тектонические нарушения; 12 – троговые долины. Номера соответствуют названиям вулканов в тексте



северо-западной части потока, фиксируется серией шлаковых конусов и имеет протяженность 2,5 км. От магмоподводящей трещины лавовый поток мощным, широким фронтом распространился на юго-восток, полностью заполнив троговые долины рек Правой Озерной илевой Озерной. У северо-западного края лавового потока образовались крупные лавовоподпрудные озера (озеро Большое и два других без названия). Другая магмовыводящая трещина располагается в центральной части лавового потока, ориентирована в северо-западном направлении и имеет протяженность около 3,5 км. На потоках четко выделяются валы коробления, следы течения лавы. В северо-западной части трещинного лавового потока располагается довольно крупный шлаковый конус, с абсолютной отметкой 937 м. Относительная высота — около 130 м, диаметр основания — 1,5 км. На вершине располагается кратер. С этим центром извержения связан лавовый поток, который частично перекрыл трещинный лавовый поток и заполнил долину р.левой Озерной. Петрографический состав продуктов извержений как трещинного потока, так и потока шлакового конуса неизвестен. Часть вулканических проявлений в долинах верховий рек Правая Озерная илевая Озерная определяется однозначно как современный (голоценовый—Q_д).

8. Северный вулканический район

Северный вулканический район замыкает зону четвертичного вулканизма, образуя высокогорный водораздельный участок, ограниченный на юге бассейнами рек Хапгинцеваям — Озерная, на севере верховьями рр. Чахтаны и Хайлюли. Общая протяженность района составляет 90 км, ширина от 25 до 50 км. Подавляющее большинство вулканов расположено цепью в центральной, относительно узкой и наиболее высокой приводораздельной части хребта. Всего здесь насчитывается 31 вулкан (рис. 52): Каменистый, Алнгей, Ука, Теклетунуп, Плоский, Ульваней, Сергеева, Кайленей, Лагерный, Кевенэйтунуп, Белый, Мутный, Новограбленова, Хувхойтун, Атласова, Олюнина, Ле-лякина, Снежный, Гречишкина, Кевенэй, Тунупиякум, Итктунуп, Кутипна, Острый Снеговой, Лангтуткин, Северный, Чахтана, Воямпольский, Ламутский, Иэттунуп. Кроме вулканов, небольшое распространение имеют шлаковые конусы с лавовыми потоками. Выделяется около тридцати пяти мелких моногенных образований.

По сравнению с другими вулканическими районами Срединного хребта здесь отмечаются наибольшие абсолютные высоты вулканов (от 1700 м до 2500 м), а относительные — от 1200 м до 2000 м. Вулканы располагаются на небольшом расстоянии друг от друга, поэтому основания их взаимно перекрываются. В некоторых случаях наблюдаются только вершинные части построек, а основная часть конуса перекрыта лавовыми потоками более молодых вулканов. Наибольшее количество вулканов сосредоточено в центре массива. На отрезке примерно в тридцать километров располагается около половины всех вулканических образований этого района. Преобладающими типами являются щитовые вулканы и стратовулканы с преимущественным развитием лавовых комплексов, реже наблюдаются переходные типы вулканов — сочетание щитового со стратовулканом.

Продукты извержений представлены базальтами и андезито-базальтами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Все вулканы сформировались в верхне-четвертичное — современное (голоценовое) время. Исключение составляет только один вулкан — Теклетунуп, который является древнечетвертичным образованием. Многие вулканы, такие, как Плоский, Белый, Новограбленова, Атласова, Острый, Северный и ряд других, не имеют на своих склонах ледниково-экзарационных форм рельефа. Вершинные части вулканов, их кратерные воронки, заключительные лавовые потоки настолько прекрасной сохранности, что аналогичны многим ныне действующим вулканам Камчатки (Карымскому, Горелому и др.). Поэтому замечание С.Н. Крашенинникова (1949) о том, что "есть много вулканов и к северу от р. Камчатки, из которых одни лишь дымятся, а другие извергают огонь", заслуживает внимания. Совершенно не исключено, что при посещении Камчатки С.П. Крашенинниковым некоторые вулканы в северной части хребта находились в активном состоянии. Следует отметить, что данная группа вулканов полностью не изучена, поэтому не исключена возможность, что и в настоящее время некоторые вулканы могут находиться в стадии фумарольной деятельности (Виноградов, Огородов, 1966).

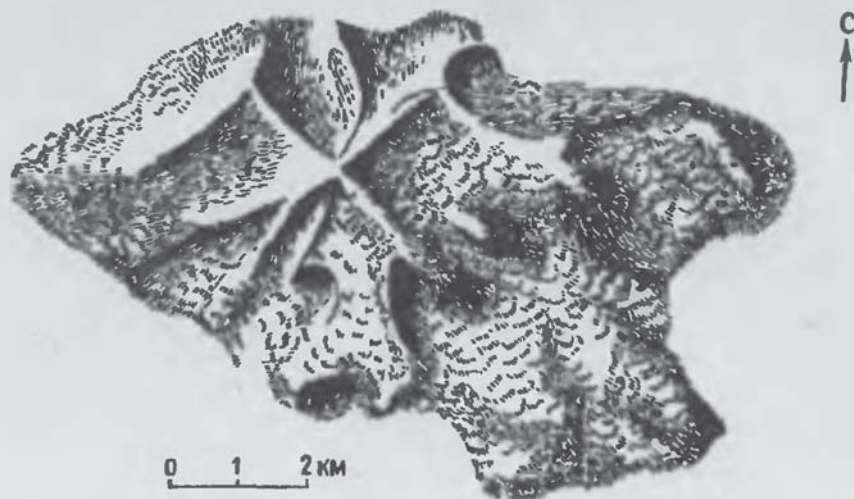


Рис. 53. Морфология вулкана Каменистого

Общая площадь, занимаемая вулканическими образованиями, составляет около 1500 км^2 . Объем изверженного материала превышает 600 км^3 .

1 (75) Вулкан Каменистый располагается в истоках рек Халгинчеваям и Правая Озерная. Абсолютная высота – 1762 м , относительная – около 1400 м . В плане вулканическое сооружение занимает площадь, близкую к окружности диаметром $7,5 \text{ км}$, площадь – 50 км^2 , объем изверженного материала 20 км^3 . Форма вулканической постройки – пологий конус, заканчивающийся более крутой вершиной (рис.53). Склоны вулкана эродированы небольшими эрозионными долинами и шаррами, а краевые части – троговыми долинами и карами последней стадии верхнеплейстоценового оледенения. Вершинная часть вулкана сильно разрушена, кратер не сохранился. В строении постройки принимают участие как лавовые потоки, так и пирокластический материал. По типу вулкан относится к стратовулканам с преобладанием лавовых комплексов. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q_3).

2 (76) Вулкан Алнгей располагается на западном склоне хребта, в истоках рек Теклеваям и Халгинчеваям. Абсолютная высота – $1856,3 \text{ м}$, относительная западных склонов – 1000 м , восточных – 600 м . В плане вулканическое сооружение имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с осями $7 \times 10 \text{ км}$, занимая площадь около 50 км^2 . Объем изверженного материала $\sim 15 \text{ км}^3$. Форма вулканической постройки – пологий конус. Подножье вулкана эродировано карами и небольшими троговыми долинами последней стадии верхнеплейстоценового оледенения, склоны – небольшими эрозионными долинами и шаррами. Вулкан сложен плотными темно-серыми лавами с прослоями пирокластического материала, причем лавовые потоки имеют большую мощность. В вершинной части количество пирокластического материала заметно увеличивается, она венчается двумя пологими конусами. На северном конусе сохранились остатки кратерной воронки. По типу вулканической постройки вулкан относится к стратовулкану с преобладанием лавовых комплексов. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q_3). Возможно, что формирование вершинной части вулкана происходило в начале голоценового (Q_4) времени.

3 (77) Вулкан Ука располагается на восточном склоне хребта, в истоках р.Правая Ука. Абсолютная высота – 1745 м , относительная – около 800 м . Площадь – 34 км^2 . Объем изверженного материала равен примерно 9 км^3 . Форма вулканической постройки – правильный пологий конус, приближающийся к шиту. Склоны вулкана слабо эродированы промоинами и небольшими эрозионными долинами. Вершина относительно плоская, кратер отсутствует. Вулкан сложен преимущественно напластованием лавовых потоков значительной мощности ($12-16 \text{ м}$), что обуславливает ступенчатое строение склонов. Возраст – современный (голоценовый – Q_4).

4 (78) Вулкан Теклетунуп располагается на западном склоне хребта, в верховье р.Теклеваям (приток р.Воямполки). Наивысшая отметка вулкана – 1395 м ,

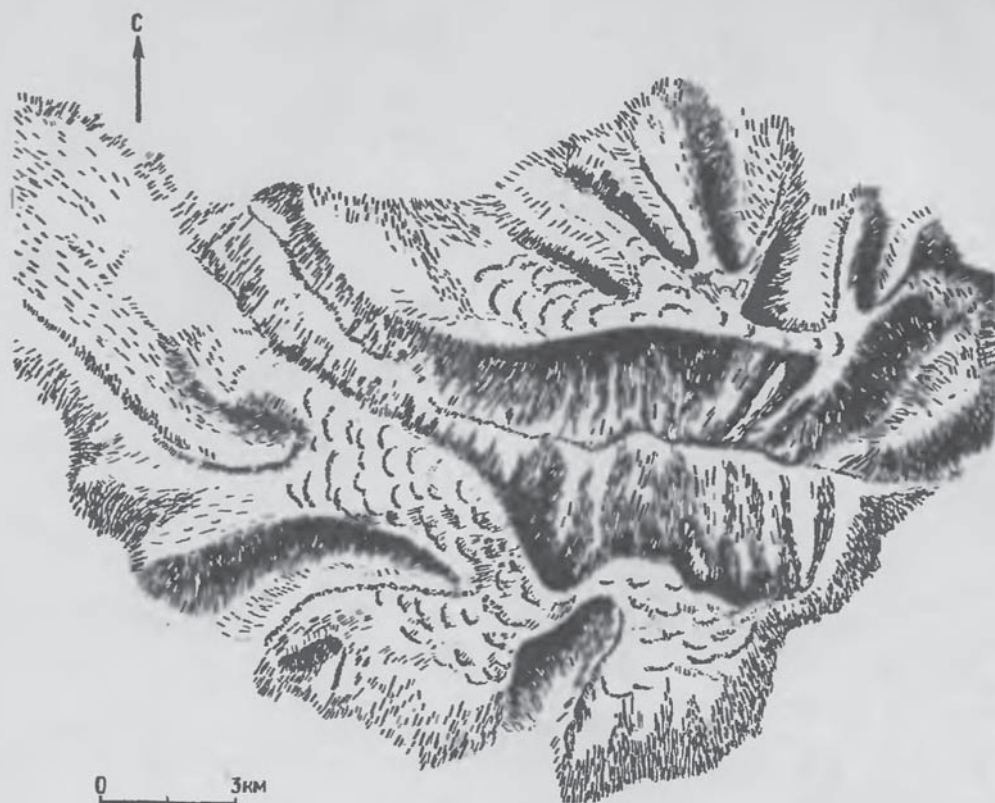


Рис. 54. Морфология вулкана Теклетунуп

относительная западных склонов – 900 м, восточных – 700 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в широтном направлении форму с осями 22 x 15 км. Площадь – около 240 км². Объем изверженного материала равен примерно 56 км³. Вулкан Теклетунуп является одним из наиболее древних шиитообразных прстроек. Вулканическая постройка разрезана троговой долиной р. Теклетунуп на два крупных сегмента, которые в свою очередь эродированы до отдельных останцов (рис. 54). Наиболее характерная геоморфологическая особенность – широкое развитие столообразных пологонаклонных останцов, участков первичного склона вулкана.

Геологическое строение склонов вулкана относительно простое. Он сложен напластованием лавовых потоков мощностью 8–15 м. Границы между лавовыми потоками четкие и представлены небольшим количеством шлакового материала, агглютинатами и зонами закалки кровли и подошвы потоков. Незначительное количество пирокластического материала наблюдается только в привершинной части вулкана, где он залегает в виде небольших линз и прослоев. Состав лав, слагающих вулкан, однообразен и представлен базальтами и андезито-базальтами. Возраст вулкана – верхнеплиоценовый – древнечетвертичный ($N_2^3 - Q_1$).

5 (79) Вулкан Плоский располагается на западном склоне хребта, в верховье рек Мутной и Теклеваим. Абсолютная высота – 1405 м, относительная западных склонов – 900 м, восточных – 700 м. В плане вулканическое сооружение имеет форму, близкую к окружности с диаметром 12 км, площадь – 93 км². Объем изверженного материала – примерно 20 км³. Форма вулканической постройки – пологий щит, угол наклона склонов не превышает 12–16°.

Вершина вулкана заканчивается небольшой шлаковой постройкой. На склонах хорошо просматриваются отдельные лавовые потоки. Подножье вулкана несколько за-

дерновано и представляет собой развал глыб. Пирокластический материал практически отсутствует. Постройка сложена напластованием лавовых потоков. На склонах располагаются три небольших шлаковых конуса, один из которых, расположенный на северо-западном склоне, дал небольшой (1,5 км) лавовый поток. Состав продуктов извержений — базальтовый. Возраст вулкана современный (голоценовый — Q_4).

6 (80) Вулкан Ульванэй располагается на западном склоне хребта, в верховьях р.Вотектан (приток р.Мутной). Абсолютная высота — 1445 м, относительная западных склонов — 600 м, восточных — 200 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько вытянутую в широтном направлении форму, общей площадью 20 км^2 , объем изверженного материала — 3 км^3 . Это относительно небольшой вулкан, форма вулканической постройки — пологий щит с сильно смещенной к востоку вершиной. Северные склоны эродированы троговой долиной последней стадии верхнеплейстоценового оледенения. Вершинная часть также сильно разрушена, кратер не сохранился. Вулкан сложен ритмичным напластованием лавовых потоков с небольшими прослоями пирокластического материала. Возраст — верхнечетвертичный (Q_3).

7 (81) Вулкан Сергеева располагается на западном склоне хребта, в верховьях р.Анчиваям (приток р.Мутной). Абсолютная высота — 1742 м, относительная западных склонов — 800 м, восточных — 400 м. В плане вулканическая постройка имеет сильно вытянутую в широтном направлении форму с осями $6,5 \times 3 \text{ км}$, площадь — 20 км^2 . Объем изверженного материала — 5 км^3 . Форма вулканической постройки — пологий асимметричный конус с плоско-выпуклой вершиной. Склоны эродированы слабо. С севера и юга подножье в значительной мере подрезается современными ледниками. На вершине располагается кратер диаметром 200 м. Западная стенка кратера прорвана, и склон вулкана постепенно переходит в дно кратера. Вулкан сложен ритмичным напластованием лавовых потоков с прослоями пирокластического материала. Количество пирокластического материала в вершинной части конуса увеличивается. По типу постройки от относится к стратовулканам с преобладанием лавовых комплексов. Продукты извержений представлены базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый — Q_4).

8 (82) Вулкан Кайлеизй располагается на восточном склоне хребта, в верховьях рек Правая Ука и Левая Ука. Абсолютная высота — 1582 м, относительная восточных склонов — 1000 м, западных — 300 м. В плане форма вулканической постройки близка к окружности с диаметром 7 км. Площадь — 24 км^2 , объем изверженного материала — 5 км^3 . Форма вулканической постройки — пологий неправильный щит. Основная масса изверженного материала изливалась в юго-восточном направлении. Вулкан сложен преимущественно напластованием лавовых потоков, и только в привершинной части в заметном количестве появляется пирокластический материал. Вершина венчается двумя небольшими пологими конусами. Северная вершина, имеющая абсолютную отметку 1582 м, представляет собой более древний центр извержений. Ее северный склон значительно разрушен троговой долиной современного оледенения. Южная вершина заканчивается кратером диаметром 300 м, на дне которого располагается миниатюрный шлаковый конус. Возраст вулкана современный (голоценовый — Q_4).

9 (83) Вулкан Лагёрный располагается на водоразделе хребта, в верховьях рек Левая Ука и Правая Начики. Абсолютная высота — 1842 м, относительная — около 800 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в широтном направлении форму с осями $6 \times 4 \text{ км}$, объем изверженного материала — 6 км^3 . Вулкан имеет конусовидную форму, склоны которого в значительной степени эродированы карами и барранкосами. Практически на дневную поверхность выступает только привершинная часть постройки. Основание ее перекрыто излияниями лавовых потоков более молодых вулканов и мощным современным оледенением. Вершина заканчивается остроконечным гребнем. По типу постройки это стратовулкан с преобладанием лавовых комплексов. На восточном его подножье располагается крупный шлаковый конус (отм. 1425 м) с мощным лавовым потоком. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q_3).

10 (84) Вулкан Кевенэйтунуп располагается на водоразделе хребта, в истоках р.Правая Начики. Абсолютная высота — 2106 м, относительная — 600 м. В плане вулканическая постройка по форме близка к окружности с диаметром около 6 км, площадь — 22 км^2 . Объем изверженного материала — 5 км^3 . Форма вулканической постройки — типичный щит с довольно плоской привершинной частью и более крутыми



Рис. 55. Вулкан Белый, юго-западный склон

склонами к периферии вулкана. Восточное, северное и частично северо-восточное подножья вулкана в значительной степени эродированы современным оледенением. Остальная часть постройки совершенно не эродирована и имеет первично-вулканический облик. На склонах ее хорошо фиксируются отдельные лавовые потоки. На относительно плоской привершинной части вулкана располагается три шлаковых конуса с небольшими кратерами. Вулканическая постройка сложена ритмичным напластованием лавовых потоков мощностью 4–6 м, с небольшими прослоями пирокластического материала. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (Q_4).

11(85) Вулкан Белый располагается на западном склоне хребта, в истоках р. Анчиваям (приток р. Мутной). Абсолютная высота – 2080 м, относительная западных склонов – 1200 м, восточных – 700 м. Площадь – около 80 км², объем изверженного материала – 32 км³. По форме постройки вулкан относится к переходному типу, т.е. основание его – щитовая постройка, а вершинная часть – стратовулкан (рис. 55). Щитовая часть вулкана сложена напластованием лавовых потоков, угол наклона которых не превышает 8–10°. Мощность потоков колеблется от 6–8 м до 12–14 м. Пирокластический материал в щитовой части вулкана не обнаружен. Щитовая постройка постепенно переходит в более крутую вершинную часть, прослой пирокластического материала здесь доминируют, мощность их достигает 10–12 м. Мощность лавовых потоков резко сокращается и в среднем составляет 3–4 м. Щитовая часть вулкана эродирована слабо (небольшими промоинами), привершинная – значительно сильнее. На многих участках склонов наблюдаются небольшие, но глубокие кары, образовавшиеся в результате современного оледенения. Наиболее интенсивно эродированы северо-западные и юго-восточные склоны вулкана. Вершина хорошо сохранилась и заканчивается двумя кратерами, диаметры которых не превышают 100–120 м. На юго-западном склоне располагается небольшой шлаковый конус с лавовыми потоками. Породы, слагающие вулкан, представлены базальтами и андезито-базальтами. Возраст вулкана современный (Q_4).

12 (86) Вулкан Мутный располагается на западном склоне хребта, в верховьях р. Мутной (приток р. Воямполки). Абсолютная высота – 1345 м, относительная



Рис. 56. Морфология вулкана Новограбленова (1), Хувхойтун (2), Атласова (3), Слюния (4) и Лелякина (5)

западных склонов – 1000 м, восточных – 400 м. В плане вулканическая постройка по форме близка к окружности диаметром 8 км, площадь – 41 км², объем изверженного материала – 9 км³. Форма вулканической постройки – типичный щит с довольно плоской привершинной частью и более крутыми склонами к периферии. Юго-западный склон вулкана частично подрезается троговой долиной р. Вотектан. Северный склон очень сильно эродирован, в привершинной части располагаются два больших кара, переходящие далее в троговую долину р. Мутной. Кары разделены небольшой скалистой перемычкой, по-видимому, представляющей собой отпрепарированную эрозией жерловую пробку. Склоны покрыты осыпями, первичный рельеф лавовых потоков нигде не сохранился. На плоской привершинной части вулкана располагается продолговатый шлаковый гребень, ориентированный в северо-восточном направлении. Глубокая эродированность вулканической постройки карами и трогами дает четкое представление о внутренней структуре вулкана, который сложен напластованием лавовых потоков. Прослойки пирокластического материала встречаются крайне редко и, как правило, в виде небольших линз. Состав продуктов извержений – базальтовый. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃).

13 (87) Вулкан Новограбленова располагается на западном склоне хребта, в верховьях левых притоков р.Кутины. Высота вулкана на карте не отмечена, но она, по-видимому, близка к 2000 м. Относительная высота западных склонов – 1500 м, восточных – всего 150–200 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько неправильную форму, наиболее развитыми склонами являются северо-западные, подножье которых перекрыто вулканом Атласова. Площадь – около 70 км², объем изверженного материала равен примерно 30 км³. Вулкан Новограбленова является одним из крупных вулканических сооружений. Форма его – типичный щит (рис. 56). Краевые части вулканического сооружения относительно круты и угол наклона склонов достигает 20°. Вся привершинная часть плоская и венчается тремя небольшими шлаковыми постройками. На вершинах шлаковых построек имеются неглубокие, пологие кратеры. На склонах вулкана хорошо фиксируются отдельные лавовые потоки, мощность их от 3 м до 10 м. Они покрывают склон вулкана в виде плашей. Пирокластический материал практически отсутствует. Продукты извержений представлены базальтами и андезито-базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый – Q₄).

14 (88) Вулкан Хувхойтун располагается в истоках р.Правая Начики. Абсолютная высота – 2618,9 м, относительная – около 2000 м. В плане вулканическая постройка по форме близка к окружности диаметром 15–16 км. Западная часть вулкана в значительной степени перекрыта лавовыми потоками вулканов Новограбленова и Атласова, имеющими более молодой возраст. Площадь (видимая) – около 80 км². Объем изверженного материала – 60 км³. Вулкан Хувхойтун является наиболее крупным и самым высоким вулканическим сооружением района. Форма вулканической постройки – типичный, несколько эродированный конус (рис. 56). Углы наклона склонов достигают 25–30°. Глубокая эродированность склонов наблюдается не только в районе подножья вулкана, но и в его привершинной части, отмечаются, как правило, небольшие троговые долины, ледниковые кары, крутые распадки типа шарр. Вершинная часть постройки также сильно эродирована и представляет собой узкий скалистый гребень. Вулканическая постройка сложена напластованием лавовых потоков с прослоями пирокластического материала. Количество пирокластического материала резко возрастает к вершинной части. Сочетание большого количества рыхлого пирокластического материала в постройке с мощным современным оледенением и обусловило большую расчлененность привершинной части. Лавовые потоки имеют различную мощность – от 1–2 м до первых десятков метров и представлены андезитами, андезито-базальтами и в редких случаях базальтами. Более кислые разности лав, как правило, приурочены к вершинной части вулкана. В некоторых местах на склоне вулкана наблюдаются дайки базальтового состава. Возраст вулкана Хувхойтун верхнечетвертичный (Q₃).

15 (89) Вулкан Атласова располагается на западном склоне хребта, к северо-северо-западу от вулкана Хувхойтун. Абсолютная высота – 1764 м, относительная западных склонов – 1200 м, восточных – 350 м. В плане вулканическая постройка имеет сильно вытянутую в северо-западном направлении форму с осями 6,5 x 9,5 км. Площадь ее около 36 км². Объем изверженного материала – 7 км³. В основании вулкана располагается пологий щит, вершинная часть которого заканчивается крупным конусом, т.е. по типу постройки вулкан относится к переходным (рис. 56). В строении щитовой постройки главное место занимают лавовые потоки мощностью 4–6 м. Мощность пирокластических прослоев 1–2 м и встречаются они относительно редко. Вершинный конус имеет правильные очертания. Диаметр – его 2 км, относительная высота – около 500 м. В строении вершинного конуса преобладает пирокластический материал, мощность прослоев достигает 6–8 м. Лавовые потоки незначительной протяженности и имеют мощность 1,5–2 м. На вершине располагается кратер, который представляет собой пологую чашу размером 1,5 x 0,6 км. В юго-западной части внешнего большого кратера располагается еще один кратер, который имеет правильные очертания диаметром 400 м. Из него в юго-восточном направлении излился большой лавовый поток. В северо-восточной части большого кратера располагается небольшой шлаковый конус с хорошо сохранившимся кратером. На северо-западном склоне вулкана располагаются три побочных центра извержений. Два нижних центра представляют собой пологие лавовые конусы. Верхний центр представлен шлаковым конусом (отм. 1263 м), который имеет относительную высоту около 150 м, диаметр основа-

ния — 0,5 км и венчается правильным кратером диаметром 60 м, глубиной 25 м. На юго-восточном склоне шлакового конуса имеется трещина длиной около 50 м, из которой излился лавовый поток. Лавовые потоки побочных центров извержений и вершинного конуса имеют весьма совершенную сохранность, по морфологии они аналогичны многим историческим лавовым потокам р-на Ключевской группы вулканов. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (Q_4).

16 (90) Вулкан Слюнина располагается на водоразделе хребта, у северо-восточного подножья вулкана Хувхойтун. Абсолютная высота — около 1800 м, относительная — 800 м. В плане вулканическая постройка по форме близка к окружности с диаметром 5 км. Объем изверженного материала — 2,5 км³. Вулкан имеет конусовидную форму, склоны его в значительной степени эродированы карами и барранкосами (рис. 56). Это небольшой конус по типу постройки относится к стратовулканам и вместе с вулканом Леякина как бы "зажат" между крупными вулканами Хувхойтун и Снежным. Вершина вулкана заканчивается строконечным конусом. Кратер отсутствует. Возраст предположительно верхнечетвертичный (Q_3).

17 (91) Вулкан Леякина располагается на водоразделе хребта, у юго-западного подножья вулкана Снежного. Абсолютная высота на картах не отмечена, но она близка к 1770 м, относительная — 1000 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в северо-западном направлении форму с осями 6 x 4 км. Объем изверженного материала — 5 км³. Это конусовидный вулкан, склоны которого сильно эродированы (рис. 56). По типу постройки он, по-видимому, относится к стратовулканам. Вершина представляет собой узкий скалистый гребень. Возраст вулкана предположительно верхнечетвертичный (Q_3).

18 (92) Вулкан Снежный располагается на водоразделе хребта, в верховьях р. Лево́й Начики. Абсолютная высота — 2211 м, относительная — 1400 м. Площадь — около 90 км². Объем изверженного материала — 36 км³. Форма вулканической постройки — пологий щит, вершина которого заканчивается пологим конусом.

Щитовая постройка эродирована слабо, небольшие кары расположены в основном на северо-восточном склоне вулкана. Только на восточном склоне, вблизи его подножья, имеется небольшая троговая долина. Щитовая постройка постепенно переходит в пологий конус. Вся привершинная часть покрыта мощным панширем льда. На вершине — пологий кратер диаметром около 300 м. В строении вулкана преобладали лавовые потоки. Возраст его верхнечетвертичный — современный (Q_3-Q_4), но в конце верхнечетвертичного времени сформировалась только незначительная часть постройки, а основная масса — в голоценовое время.

19 (93) Вулкан Гречишкина располагается на водоразделе хребта, в верховьях р. Кевенэйваям (приток р. Лево́й Начики). Абсолютная высота — 1773 м, относительная — около 700 м. Вулканическая постройка в значительной мере перекрыта вулканами Снежным и Кевенэй, поэтому видимая площадь его невелика и составляет около 30 км². Ориентировочный объем изверженного материала 15 км³.

О форме вулкана судить трудно ввиду значительного перекрытия его лавовыми потоками более молодых вулканов. На дневную поверхность выступает его вершинная часть и восточный склон. В основании вулкана, по-видимому, располагается пологий щит, так как привершинная часть очень плоская и покрыта мощной ледниковой шапкой. В строении его преобладают лавовые потоки. Краевые части щитовой постройки эродированы троговыми долинами второй стадии верхнеплейстоценового оледенения. Вершина вулкана заканчивается крупной шлаковой постройкой диаметром около 1 км и относительным превышением 200 м. На вершине шлакового конуса располагается кратер диаметром 400 м, дно которого заполнено озером. Шлаковый конус и кратер совершенной сохранности. Продукты извержений представлены базальтами. Возраст вулкана верхнечетвертичный — современный (голоценовый) (Q_3-Q_4).

20 (94) Вулкан Кевеней располагается на водоразделе хребта, в верховьях р. Кевенэйваям и Левых притоков р. Кутины. Абсолютная высота — 1945 м, относительная западных склонов — 1500 м, восточных — 300 м. В плане вулкан имеет неправильную форму, наиболее развитыми склонами являются юго-западные и западные. Площадь — около 85 км², объем изверженного материала — 30 км³. Форма вулканической постройки — пологий, сильно вытянутый в широтном направлении щит. Северные и северо-западные склоны вулкана в значительной степени перекрыты более молодыми излияниями других вулканов, поэтому об истинных размерах вулканической

постройки судить трудно. Видимая часть вулканической постройки, т.е. западные склоны, характеризуются напластованием лавовых потоков, мощность которых в среднем – 12–15 м. Прослой пирокластического материала, как правило, небольшой мощности. Подножье вулкана эродировано слабо. Вершинная часть сильно разрушена и представляет собой три пологонаклонных останца, разделенных троговыми долинами. По составу продукты извержений – базальты и андезито-базальты. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q₃)

21 (95) Вулкан Тунупиякум располагается на западном склоне хребта, на левобережье верховья р.Кутины. Абсолютная высота – 1228 м, относительная западных склонов – 700 м, восточных – 150–200 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с осями 8 x 4,5 км, площадь ее – около 28 км². Объем изверженного материала – примерно 5 км³. Форма вулканической постройки – пологий щит с эксцентрично расположенной вершиной. Основная масса изверженного материала распространялась в западном направлении, что обусловлено наклоном фундамента. Склоны вулкана в целом эродированы слабо, и только восточные подрезаются небольшими троговыми долинами современного оледенения. Вулкан сложен преимущественно напластованием лавовых потоков, в привершинной части появляется в заметном количестве пирокластический материал. Вершина венчается тремя небольшими шлаковыми конусами. Состав продуктов извержений представлен базальтами. Возраст вулкана современный (голоценовый – Q₄)

22 (96) Вулкан Итктунуп располагается на водоразделе хребта, в верховья рек Ишкваям (приток р.Кутины) и Кевенэйваям (приток р.Левой Начики). Абсолютная высота примерно равна 2300 м, относительная – около 600 м. Северные склоны вулкана в значительной мере перекрыты лавами вулкана Кахтаны, поэтому видимая часть вулканической постройки невелика и по площади занимает примерно 20 км². Ориентировочный объем изверженного материала – 10 км³. Вершинная часть по форме представляет собой пологий щит, венчающийся конусом. Пологий щит практически полностью перекрыт мощным панцирем современного оледенения. Вершинный конус имеет двойной кратер. Диаметр внешнего кратера – 0,8 км, внутреннего – 0,3 км. По-видимому, в строении вершинного конуса, помимо лавовых потоков, существенное значение имеют пирокластические отложения. Возраст вулкана современный (голоценовый – Q₄)

23 (97) Вулкан Кутина располагается на водоразделе хребта и вместе с вулканом Острым образует водораздельный участок междуречья рек Кахтаны и Левой Начики. Абсолютная высота примерно равна 2300 м, относительная – около 1200 м. В плане вулканическая постройка имеет сильно вытянутую в широтном направлении форму с осями 5 x 16 км, площадь ее – около 90 км². Объем изверженного материала – 36 км³. Форма вулканической постройки – пологий конус, краевые части которого в значительной степени эродированы троговыми долинами последней стадии верхнеплейстоценового оледенения. Средние части склонов эродированы уже незначительно, небольшими эродированными долинами. Привершинная часть пологая и покрыта мощной шапкой современного оледенения. На относительно плоской привершинной части располагается вершинный конус, который представляет собой, по-видимому, крупную шлаковую постройку. К северу от нее четко выделяется кольцевой уступ диаметром 1300 м, т.е. вершинный конус располагается в небольшой кольцевой депрессии. На вершинном конусе имеется кратер диаметром 150–200 м. Вулкан сложен чередованием лавовых потоков с прослоями пирокластического материала и по типу постройки относится к стратовулканам с преобладанием лавовых комплексов. На восточном склоне располагаются два рядом стоящих крупных шлаковых конуса с лавовыми потоками. Начальные излияния вулкана происходили в верхнечетвертичное время (Q₃), заключительные – в современное (голоценовое – Q₄).

24 (98) Вулкан Острый располагается в верховье рек Кутины, Левой Начики и Хайполи. Абсолютная высота – 2549,6 м, относительная – около 1800 м. В плане форма вулкана несколько неправильная, южные склоны перекрываются лавами вулкана Кутины. Площадь ее – около 100 км². Объем изверженного материала – 60 км³. Вулкан Острый является наиболее крупным в районе. Форма постройки – пологий конус. Склоны вулкана эродированы слабо. Краевые части склонов, по-видимому, эродированы троговыми долинами последней стадии верхнеплейстоценового

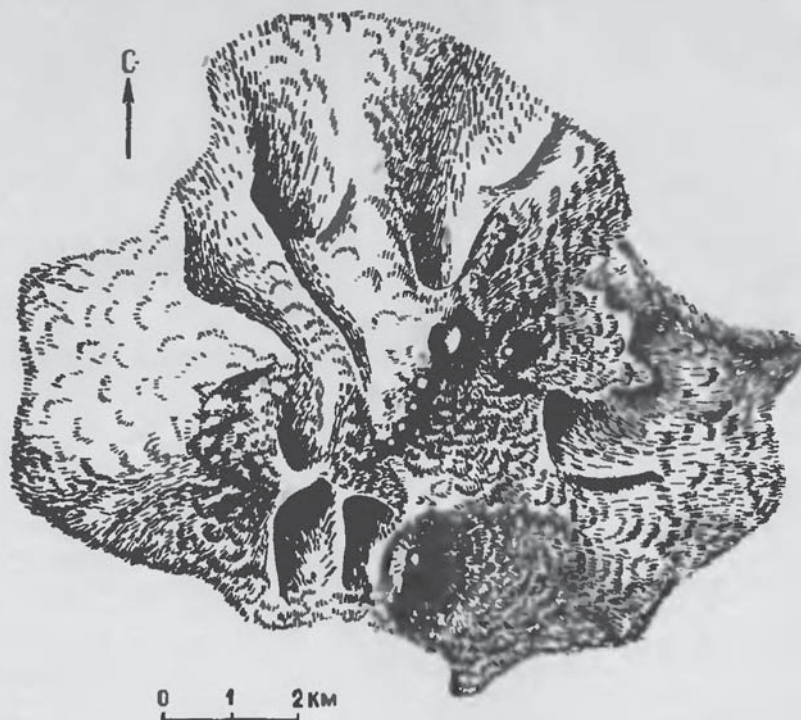


Рис. 57. Морфология вулкана Северного

оледенения. Вулкан представлен чередованием лавовых потоков с прослоями пирокластического материала и по типу постройки относится к стратовулканам. Привершинная часть относительно крута и по форме аналогична вершинным частям таких вулканов, как Вилочинский или Кроноцкий. На вершине располагается кратер диаметром 300 м, который открыт в южном направлении. Выраженность кратерной воронки совершенная и по степени сохранности аналогична многим кратерам современных действующих вулканов Камчатки. На юго-западном склоне располагается эффузивный купол. Большая часть вулканической постройки, несомненно, сформировалась в современное (голоценовое Q_4) время.

25 (99) Вулкан Снеговой располагается на восточном склоне хребта, образуя вместе с вулканом Лангтуткин междуречье рек Хайлюли и Левая Начики. Абсолютная высота — 2172,2 м, относительная западных склонов — 800 м, восточных — 1500 м. В плане вулкан имеет несколько неправильную форму (наиболее развитыми склонами являются восточные и северные), занимая площадь 100 км². Объем изверженного материала — 33 км³. Вулкан является одним из крупных в районе. Форма постройки — пологий щит, постепенно переходящий в пологий конус. Северо-восточное подножье вулкана, по-видимому, перекрыто вулканом Лангтуткин. Расположение вулкана на наклонном фундаменте обусловило эксцентричное положение его вершинной части, основная масса изверженного материала изливалась в восточном направлении. В общем вулканическая постройка эродирована слабо. На северных и южных склонах, вблизи его подножья, наблюдаются небольшие трог и кары, возможно, последней стадии верхнеплейстоценового оледенения. Остальная часть постройки не эродирована. Привершинная часть вулкана относительно крута и покрыта мощной шапкой современного оледенения. Вершина плоская, кратер отсутствует. В строении вулкана преобладают лавовые потоки. Основание сложено напластованием одних только лавовых потоков, в привершинной части количество пирокластического материала значительно возрастает, но все же остается подчиненным по сравнению с лавовыми потоками. К юго-востоку от вулкана, вблизи его подножья, располагается небольшая группа шлаковых конусов с мощными лавовыми потоками. Начальные излияния вулкана,

по-видимому, начались в верхнечетвертичное время, но основная часть постройки формировалась в современное (голоценовое Q_4) время.

26 (100) Вулкан Лангтуткин располагается на восточном склоне хребта, в верховье р. Хайлюли. Абсолютная высота — 1545 м, относительная — 100 м. В плане вулкан имеет несколько неправильную форму, наиболее развитыми склонами являются северо-восточные и юго-восточные. Площадь его — около 40 км², объем изверженного материала равен примерно 8 км³. Форма вулканической постройки — пологий щит, в строении которого преобладают лавовые потоки. Краевые части северного и западного склонов вулкана подрезаны троговыми долинами последней стадии верхнелейстоценового оледенения. Пологий щит венчается небольшим крутым конусом, на вершине которого располагаются два пологих кратера. Северный склон привершинной части вулкана эродирован двумя подковообразными карами, которые соединяются скалистой перемычкой. В стенках каров хорошо просматривается периклинальное залегание лавовых потоков. Пирокластический материал присутствует в незначительном количестве и мощность его несколько увеличивается к верхней части вулканической постройки. Возраст вулкана верхнечетвертичный (Q_3).

27 (101) Вулкан Северный располагается на водораздельной части хребта, в верховье рек Хайлюли и Кутины. Абсолютная высота — 1882 м, относительная — около 1000 м. В плане вулкан имеет форму, близкую к окружности с диаметром около 12 км. Площадь — около 60 км², объем изверженного материала — 20 км³. Вулкан имеет сложное геоморфологическое и геологическое строение (рис. 57). В основании его располагается пологий щит, краевые части которого эродированы троговыми долинами. В основании вулкана преобладают лавовые потоки. Пологий лавовый щит венчается двумя крупными вершинами. Юго-западная вершина (абсолютная отметка 1882 м) представляет собой пологий конус диаметром 3 км и относительной высотой 600 м. Склоны конуса эродированы двумя крупными карами, вершина конуса плоско-выпуклая, без признаков кратера. В строении конуса прослеживаются отдельные лавовые потоки. Северо-восточная вершина вулкана (абсолютная отметка — 1722 м) представляет собой крупный шлаковый конус, диаметр основания — 1,5 км, относительная высота — 350 м. Вершина шлакового конуса заканчивается неглубоким кратером, дно которого заполнено озером. Кратер имеет несколько вытянутую в северо-восточном направлении форму с осями 0,6 x 0,4 км.

Помимо двух крупных центров извержений, на склонах вулкана располагается ряд шлаковых конусов как с лавовыми потоками, так и без них. Обращает на себя внимание цепочка шлаковых конусов, расположенных между вершинами вулкана. Здесь насчитывается пять конусов, все они имеют кратеры и строго приурочены к линии северо-восточного направления. На северо-восточном склоне вершины вулкана и далее от нее также располагается цепочка шлаковых конусов, состоящая из четырех построек. Таким образом, от более древней вершины через вторую вершину вулкана в северо-восточном направлении располагается цепь шлаковых конусов, фиксирующие небольшой разлом. Общая протяженность цепи шлаковых конусов составляет 4,5 км. На юго-восточных склонах располагаются еще два шлаковых конуса, которые дали относительно большие лавовые потоки, весьма совершенной сохранности — хорошо видны следы течения, валы коробления и т.п. Возраст вулкана современный (голоценовый Q_4).

28 (102) Вулкан Кахтана располагается на западном склоне хребта, образуя вместе с вулканом Воямпольский водораздельный участок в верховье рек Кахтаны и Воямпольки (Жиловой). Абсолютная высота — 1090 м, относительная — около 350 м. В плане вулкан имеет вытянутую в северо-западном направлении форму с осями 10 x 4 км. Площадь его составляет 35 км², объем изверженного материала — 4 км³. Форма вулканической постройки — пологий щит, вершина которого заканчивается пологим конусом. Основная масса изверженного материала изливалась в северо-западном и юго-восточном направлениях. Склоны вулкана совершенно не эродированы и представляют собой развал глыб. Вершина вулкана имеет более крутые склоны, несколько вытянутые в северо-западном направлении, и заканчивается двумя небольшими пологими кратерами. Наиболее мощные лавовые потоки распространялись от вершины в северо-западном направлении. Возраст вулкана современный (голоценовый Q_4).

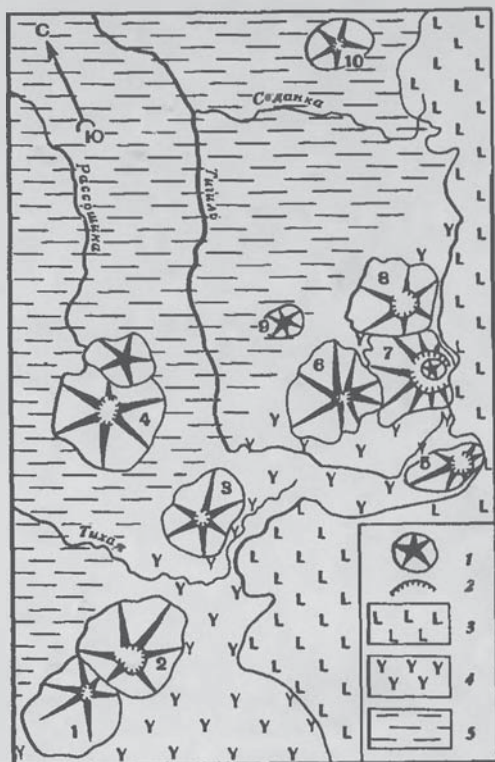


Рис. 58. Схема расположения вулканов Западного вулканического района. 1 — щитовые дифференцированные вулканы; 2 — кальдеры; 3 — позднечетвертичные и голоценовые базальтовые излияния; 4 — отложения аллейской серии; 5 — отложения ковранской серии; 6 — отложения ковранской серии; 7 — отложения ковранской серии; 8 — отложения ковранской серии; 9 — отложения ковранской серии; 10 — отложения ковранской серии. Вулканы на схеме: 1 — Большой, 2 — Кекунайский; 3 — Малая Кетепана; 4 — Большой Кетепана; 5 — Тигильский; 6 — Большой Чекчебонай; 7 — Переваловый; 8 — Малый Чекчебонай; 9 — Овальный; 10 — Шлен

27 (103) Вулкан Воямпольский располагается на западном склоне хребта, образуя вместе с вулканом Кахтана водораздельный участок в верховье рек Воямпольки (Жиловой) и Кахтана. Абсолютная высота — 1225 м, относительная — около 650 м. В плане вулканическая постройка по форме близка к окружности с диаметром 13 км. Площадь ее — около 90 км², объем изверженного материала — 20 км³. Форма вулканической постройки — пологий крупный щит, вершина которого заканчивается небольшим шлаковым конусом. Склоны вулкана совершенно не эродированы, имеют ступенчатое строение и представляют собой развал лавовых полей. Пирокластический материал на склонах практически отсутствует, в привершинной части он появляется в заметном количестве. Вершинный конус заканчивается кратером диаметром 0,5 км, открытым в северном направлении. В северной части вершинного конуса располагается небольшой шлаковый конус с пологим кратером. На склонах вулкана, вблизи его подножья, располагаются еще три шлаковых конуса — два на юго-западном и один на северо-западном склоне. С последнего конуса излился лавовый поток общей площадью около 25 км². Возраст вулкана современный (голоценовый Q₄).

30 (104) Вулкан Ламутский располагается на восточном склоне, в верховье р. Ламутской (приток р. Хайлюли). Абсолютная высота — 1161 м, относительная — около 400 м. В плане вулканическая постройка близка к окружности диаметром 6 км, площадь 20 км², объем изверженного материала примерно равен 3,5 км³. Форма вулканической постройки — пологий щит, на вершине которого располагается пологий конус. Щитовая постройка сложена исключительно напластованием лавовых потоков. Вершинный конус представляет собой шлаковую постройку и заканчивается небольшим пологим, вытянутым в широтном направлении кратером. Из кратера излились два лавовых потока в восточном и западном направлении. У подножья восточного склона располагается небольшой шлаковый конус. Возраст вулкана современный (голоценовый Q₄).

31 (105) Вулкан Иэттунуп располагается на восточном склоне хребта, в междуречье верховий р. Лев, Хайлоли и Иэтваям. Абсолютная высота — 1305 м, относительная — около 400 м. В плане вулкан имеет несколько неправильную форму, площадь — около 35 км², объем изверженного материала — 5 км³. Форма вулканической постройки — неправильный пологий щит. Вершина вулкана заканчивается пологим конусом и сильно смещена на запад. Наиболее развитыми склонами являются восточные и южные. В строении вулкана резко преобладают лавовые излияния, и только в привершинной части несколько увеличивается количество пирокластического материала. На южном склоне располагается небольшой шлаковый конус, из которого излились два небольших лавовых потока. Возраст вулкана современный (голоценовый Q₄).

9. Западный вулканический район

Западный вулканический район располагается на западных склонах хребта и частично в пределах Западно-Камчатской равнины. Он существенно отличается от других вулканических районов хребта как по геолого-тектоническому строению, так и проявлению четвертичного вулканизма.

Четвертичный вулканизм в основной своей массе проявился здесь в древне-средне-четвертичное время, сформировав крупные щитообразные дифференцированные вулканы нередко с кальдерами вершинного типа. Вулканические образования района составляют западные предгорья хребта и только в редких случаях удалены от него на значительное расстояние. В данном районе располагаются наиболее крупные и долгоживущие вулканы: Большой, Кекунайский, Малая Кетепана, Большая Кетепана, Тигильский, Большой Чекчебонай, Переваловый, Малый Чекчебонай, Овальный и Шлен (рис. 58). Наибольшее сосредоточение вулканов наблюдается в районе верховий рек Калкауч, Белая и Тигиль, где располагается больше половины всех вулканов.

Морфологические особенности всех вулканических сооружений характеризуются заметным сходством. Абсолютные и относительные высоты, а также размеры вулканических построек измеряются величинами одного порядка. Вулканы сильно эродированы. Обращает на себя внимание незначительная крутизна склонов построек, углы наклона склонов не превышают 15–20°. Краевые части вулканических построек слагаются преимущественно напластованием лавовых потоков. В привершинных частях вулканических построек уже существенное значение в строении приобретает пирокластический материал, но общее количество его все же остается подчиненным. Одной из наиболее существенных особенностей вулканов является наличие кальдер вершинного типа, средние диаметры их составляют 4–6 км. В кальдерах, как правило, располагаются экструзивные образования.

Состав продуктов извержений щитообразных вулканов изменяется от базальтов до риолитов, но основная масса изверженного материала представлена базальтами, андезито-базальтами и, в меньшей степени, андезитами. Общая площадь, занятая вулканами, составляет около 3000 км², а объем излившегося материала равен примерно 600 км³.

1 (106) Вулкан Большой располагается в междуречье рек Быстрой Хариузовской и Тихой. Наивысшая отметка — 1301 м, относительная высота — около 800 м. В плане вулканическая постройка имеет вытянутую в меридиональном направлении форму с осями 25 × 18 км, занимаемая площадь около 610 км². Объем изверженного материала — 160 км³. Форма вулкана — сильно эродированный пологий щит (рис. 5). Лучшую сохранность имеют южные и северные склоны вулкана, выраженные сейчас пологонаклонными останцами. В привершинной части вулканической постройки располагается кальдера. Значительные площади склонов перекрываются лавовыми потоками ареальных излияний. Наиболее интенсивно ареальные излияния проявились на южном и западном склонах вулкана. Возраст вулкана может быть определен в значительной степени условно, так как можно определить только его верхнюю стратиграфическую границу. Наличие крупных троговых долин, при незначительной абсолютной высоте вулкана, а также значительная эродированность вулканической постройки указывают, что вулкан закончил свое формирование до первой стадии

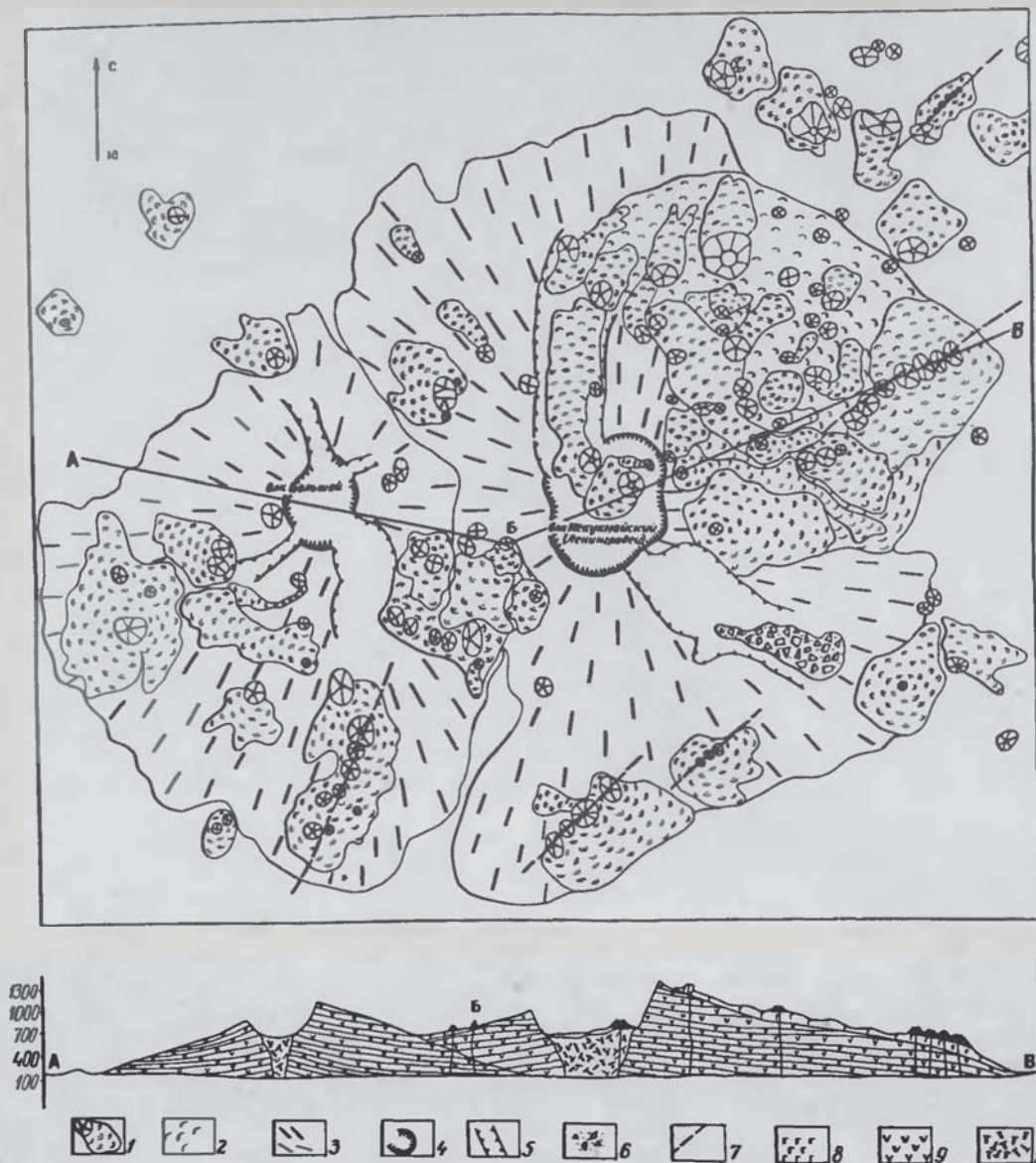


Рис. 59. Схема строения вулканов Большого и Кекукнайского.

1 – голоценовые шлаковые конусы и их лавовые потоки; 2 – лавовые покровы, нерасчлененные; 3 – склоны вулканов; 4 – кальдеры; 5 – троговые долины; 6 – морена второй стадии верхнеплейстоценового оледенения (Q_3); 7 – разломы предполагаемые; 8 – базальты; 9 – андезиты; 10 – андезито-дациты и их туфы

верхнеплейстоценового оледенения. Таким образом, возраст вулкана условно можно принять как древнечетвертичный – среднечетвертичный (Q_{1-2}).

2 (107) Вулкан Кекукнайский (Ленинград) располагается в междуречье рек Быстрой Хариузовской и Тихой. Абсолютная высота – 1401,2 м, относительная около – 800–850 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько вытянутую в меридиональном направлении форму с осями 30 x 20 км, занимая площадь 540 км². Объем изверженного материала ~150 км³. Форма вулканической постройки – пологий, сильно эродированный щит (рис. 59). Относительно большая продолжительность и интенсивность эродированных процессов привела к резкому расчленению вулкани-

ческой постройки и практически превратила его в отдельные платообразные останцы. В вершинной части вулкана располагается кальдера диаметром 4,5 км. Морфологически кальдера выражена четко, средняя глубина ее – 350 м. По типу она относится, по-видимому, к кальдерам взрыва. Северная часть борта кальдеры прорезается троговой долиной. Дно кальдеры и прорезающая ее троговая долина залиты молодыми лавовыми потоками ареальных излияний, в результате чего сформировались лавовоподпрудные озера (Большое Гольцовое и Малое Гольцовое). Склоны вулкана в значительной степени перекрыты маломощным чехлом лавовых потоков ареальных излияний. Наиболее интенсивно ареальные излияния проявились на северо-восточном склоне вулкана, практически перекрыв его полностью.

Геологическое строение вулкана изучено крайне слабо. Краткие сведения о вулкане приводятся Э.Н. Эрлихом (1960 а). По его данным, это полигенный лавовый вулкан, близкий к щитовому типу и имеющий андезито-базальтовый и базальтовый состав лав. В процессе его деятельности произошло значительное похищение продуктов извержений и развитие заканчивается кальдерообразованием. Таким образом, по составу продукты извержений изменяются от базальтов до дацитов.

Формирование вулкана закончилось до первой стадии верхнеплейстоценового оледенения. Учитывая относительно хорошую сохранность вулканической постройки, возраст вулкана может быть определен как среднечетвертичный. К аналогичному выводу приходит и Э.Н. Эрлих (1960 б).

3 (108) Вулкан Малая Кетепана удален на значительное расстояние от водораздельной части хребта и располагается уже в пределах Западно-Камчатской равнины. Абсолютная высота вулкана – 1230,6 м, относительная – около 800 м. В плане вулканическая постройка занимает площадь, близкую к окружности диаметром 20 км, площадь – 300 км². Объем изверженного материала ~ 80 км³. Форма вулканической постройки – пологий, сильно эродированный щит. Выположенные лавовые поверхности первичных склонов сохранились лишь на небольших участках. В основном же склоны представляют собой систему узких продолговатых гробней, которые имеют радиальное расположение. В бортах долин хорошо прослеживается периклинальное залегание лав, угол наклона которых находится в пределах 18–25°. Вершинная часть вулканического сооружения заканчивается кальдерой диаметром 4 км. Бровка кальдеры морфологически хорошо выражена и представляет собой подковообразный, узкий гребень. В северную сторону кальдера открыта. Долина безымянной реки прорезает в северном направлении край кальдеры и вулканическое сооружение на большую глубину. На южной бровке кальдеры находятся две куполообразные возвышенности, которые представляют собой экструзии. Глубина кальдеры – около 600 м. Внутренние стенки достаточно крутые, а в привершинной части во многих местах отвесны, что позволяет хорошо изучить строение вулканического сооружения. Нижние части разреза кальдеры представлены грубым пирокластическим материалом с прослоями шлаковидной лавы. Выделяются отдельные брекчиевидные прослои мощностью до нескольких десятков метров. Обломки значительных размеров представлены шлаком, лавами; цементом является более тонкая пирокластическая лапилли, вулканический песок и пепел. В общем, для нижних частей разреза кальдеры характерно большое количество шлаковидных разностей лав и пирокластического материала. Верхние части кальдеры сложены серией лавовых потоков, а количество пирокластического материала резко уменьшается. Возможно, что нижняя туфогенно-лавовая толща является фундаментом вулкана и относится к отложениям аллейской серии, а к вулканической постройке относится только верхняя лавовая толща. Состав продуктов вулкана представлен андезитами, андезито-базальтами и базальтами.

Верхняя возрастная граница вулкана определяется по взаимоотношению с моренной первой стадией верхнеплейстоценового оледенения, а нижняя – по данным палеоманнитного анализа. Лавы вулкана имеют прямую остаточную намагниченность, что позволяет датировать возраст вулкана как среднечетвертичный (Q₂).

4 (109) Вулкан Большая Кетепана располагается в междуречье среднего течения рек Тихая и Тигиль. Наивысшая абсолютная отметка вулкана – 1502,1 м (г. Кетепана). Относительная высота – около 1000 м. В плане форма вулканической постройки близка к окружности диаметром 25–28 км, площадь 630 км². Объем изверженного материала – 185 км³. Форма вулканической постройки – сильно эродирован-



Рис. 60. Морфология вулкана Большой Чекчебонай

ный пологий конус, близкий по форме к щиту. Склоны представляют собой наклонные платообразные останцы или узкие продолговатые гребни. В бортах долин наблюдается периклинальное залегание лавовых потоков. Некоторые геоморфологические элементы указывают на наличие кальдеры, но она настолько усложнена процессами эрозии и денудации, что выделить ее с уверенностью почти невозможно. Вулкан практически не изучен. Состав продуктов извержений представлен основными разностями пород — базальтами, андезито-базальтами и андезитами, в которых наблюдается повышенная щелочность, особенно для основных разностей пород. Хотя и не имеется убедительных критериев для датировки возраста вулкана, большинством исследователей он принимается как древнечетвертичный. В настоящее время одним из критериев древнечетвертичного возраста является сравнение его геоморфологии с аналогичными древнечетвертичными вулканами Камчатки.

Б (110) Вулкан Тигильский располагается на правобережье верховья р. Тигиль, занимая водораздельный участок верховий рек Большой Тигиль и Воронья. Абсолютная высота — 1495,4 м, относительная восточных склонов — 500 м, западных — 750 м. В плане вулканическая постройка имеет несколько вытянутую в широтном направлении форму с осями 15 x 10 км, занимая площадь около 125 км². Объем извер-

женного материала – 30 км³. Форма вулканической постройки – пологий шит со смещенной к востоку вершиной.

Наибольшее развитие имеют западные склоны вулкана. Лавовая поверхность имеет незначительный уклон и характеризуется ступенчатым строением – результат напластования лавовых потоков. Краевые части вулканической постройки подрезаются крупными троговыми долинами рек Тигиль и Воронья, глубина вреза которых достигает 500–600 м. Восточные склоны вулкана имеют небольшую протяженность, и, как правило, сильно эродированы. Вершина вулкана заканчивается кальдерой. Морфологически кальдера выражена хорошо и оконтуривается высотами с отм. 1380 м, 1426 м, 1495 м и 1267 м. Диаметр кальдеры – 4 км, глубина ее – около 400 м. Кальдера открыта в северном направлении троговой долиной р. Воронья. Дно кальдеры заполнено лавовым потоком, излившимся из небольшого шлакового конуса. Вулкан сложен напластованием лавовых потоков. В краевых частях постройки пирокластический материал практически отсутствует и только в привершинной части наблюдается незначительное увеличение пирокластического материала, но суммарный разрез вулкана существенно лавовый. В нижних частях разреза лавы представлены андезито-базальтами и базальтами. В верхних частях разреза и особенно в прикальдерной части вулкана лавы основного состава сменяются андезитами и реже андезито-базальтами. Нижняя возрастная граница вулкана определяется породами его фундамента, которые представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами алнейской серии (верхний миоцен – плиоцен). Верхняя возрастная граница фиксируется наличием троговых долин первой стадии верхнелейстоценового оледенения. Возраст вулкана может быть определен как древне-среднечетвертичный (Q_{1-2}).

6 (111) Вулкан Большой Чекчебонай располагается на правом берегу р. Тигиль, в районе поворота ее на север. Абсолютная высота – 1391 м, относительная – около 800 м. В плане вулканическая постройка занимает площадь, близкую к окружности диаметром 20 км, площадь ее 330 км². Объем изверженного материала – 80 км³. Вулканическая постройка сильно эродирована. Глубина вреза отдельных долин достигает 600 м. В наиболее крупных долинах наблюдаются небольшие, хорошо сохранившиеся морены. Средние углы наклона склонов составляют 8–10°. В привершинной части углы наклона несколько увеличиваются. Лучшую сохранность имеют западные склоны, а остальные представляют собой небольшие, продолговатые, радиально расположенные останцы, в которых наблюдается периклинальное залегание лавовых потоков (рис. 60). На западном склоне располагается пологий лавовый конус (отметка 1185 м). На восточном склоне – небольшой шлаковый конус с лавовым потоком. Вершина вулкана представляет собой систему узких скальных гребней. В восточной части вершины (восточнее отметки 1322 м) имеется воронка диаметром 2,5 км и глубиной до 400 м. В южной части вершины вулкана наблюдается другая циркообразная воронка диаметром до 4 км. По генезису обе воронки являются кратером – кальдерой. В привершинной части расположена группа экструзивных куполов. В разрезах бортов долин наблюдается переслаивание лавовых потоков, пирокластический материал в большинстве случаев отсутствует. Мощность лавовых потоков колеблется от 10–12 м до 30 м. В привершинной части наблюдается некоторое увеличение пирокластического материала, но количество его невелико. Основная масса вулканического сооружения сложена лавами. Большая часть вулкана сложена базальтами и андезито-базальтами. Вершинная часть представляется андезитами. Экструзии сложены дацитами. Возраст вулкана древнечетвертичный (Q_1), так как лавы его имеют обратный знак вектора остаточной намагниченности.

7 (112) Вулкан Переваловый располагается в верховье р. Переваловой (приток р. Тигиль), занимая водораздельный участок верховья рек Калгауч и Белая. Абсолютная высота – 1328 м, относительная западных склонов – 600 м, восточных 300 м. Площадь его составляет 275 км², объем изверженного материала – 60 км³. Вулкан Переваловый по своему строению относится к вулканам типа Сомма-Везувий (рис. 61). Вулканическая постройка соммы морфологически близка к вулкану Малый Чекчебонай. Сомму вулкана составляют четыре останца: северный с отметками 1167 м и 1208,9 м (г. Гребень), юго-западный с отметками 1210 м и 1231 м, восточный и северо-восточный абсолютных отметок на картах не имеют. Относительные высоты западной и восточной частей постройки резко различны, запад-

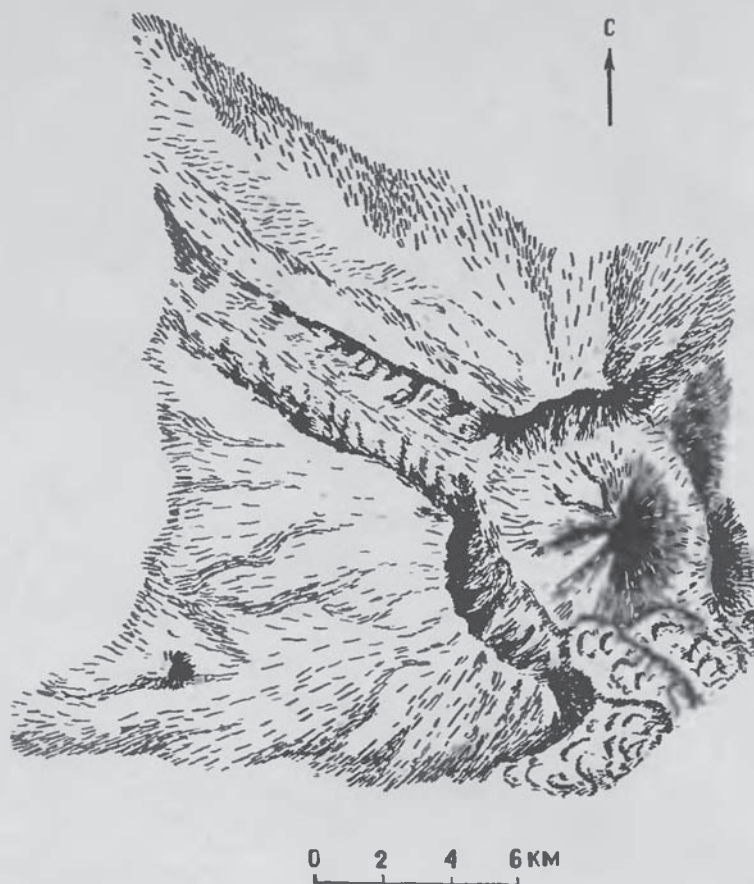


Рис. 61. Морфология вулкана Перевалового

ные имеют относительную высоту около 600 м, восточные – 250 м. Северный и юго-западный останцы соммы составляют основную часть вулканической постройки – около 80% площади всего сооружения. Отделяются они друг от друга узкой троговой долиной реки Переваловой с глубиной вреза до 500 м. Внешние склоны обоих останцев соммы представляют собой пологонаклонную лавовую поверхность, средние углы наклона составляют $6-8^{\circ}$ и только в прикальдерной части угол наклона увеличивается до $12-16^{\circ}$. Склоны имеют четкое ступенчатое строение, что обусловлено напластованием лавовых потоков. Кальдера морфологически выражена прекрасно. Склоны кальдеры очень крутые, а во многих местах отвесные. Большую часть дна кальдеры занимает молодой вулканический конус, абсолютная высота которого – 1328 м; в плане он имеет форму, близкую к эллипсу с осями $4,5 \times 5,5$ км. Относительная высота западного склона – 700 м, восточного – 500 м. Форма его близка к правильному конусу. Вершина несколько смещена к востоку. Все склоны характеризуются одинаковыми углами наклона $16-18^{\circ}$. Вершина конуса заканчивается полого-наклонным кратером, открытым в северо-восточную сторону, диаметром 250 м.

В разрезе кальдеры наблюдается переслаивание лавовых потоков с прослоями пирокластического материала. Мощность прослоев пирокластического материала колеблется от 0,3 – 0,5 м до 3–4 м; последний представлен обломками шлаков средним диаметром 3–10 см, но иногда попадают и вулканические бомбы, до 0,5 м в поперечнике. Отдельные лавовые потоки представлены исключительно шлаковидной лавой. Углы наклона лавовых потоков $18-22^{\circ}$. Общее количество пирокластического материала – в разрезе вулканического сооружения составляет примерно 10–15%. Породы, слагающие



Рис. 62. Морфология вулкана Малый Чекчебонай

сомму, представлены базальтами. Породы молодого конуса представлены андезитами. Возраст соммы определяется как среднечетвертичный (Q_2). Хорошо наблюдается перекрытие лавовыми потоками вулкана Перевалового склонов в. Малого Чекчебонай.

8 (113) Вулкан Малый Чекчебонай располагается на левобережье верховья р. Калгауч. Абсолютная высота – 1247 м, относительная – около 800–850 м. В плане форма вулкана близка к эллипсу с осями 22 x 17 км, ориентированному в меридиональном направлении, площадь 230 км². Объем изверженного материала – 60 км³. Вулкан Малый Чекчебонай представляет собой сложное вулканическое сооружение (рис. 62). Вершина вулкана разрушена в результате кальдерообразования. Кальдера достигает 6 км в поперечнике и по отношению к вулканическому сооружению располагается асимметрично. Восточные и южные склоны имеют наибольшую протяженность, в среднем 3,5 – 4 км и довольно круто обрываются в долину р. Калгауч, углы наклона – около 20°. Наибольшую протяженность имеют северо-

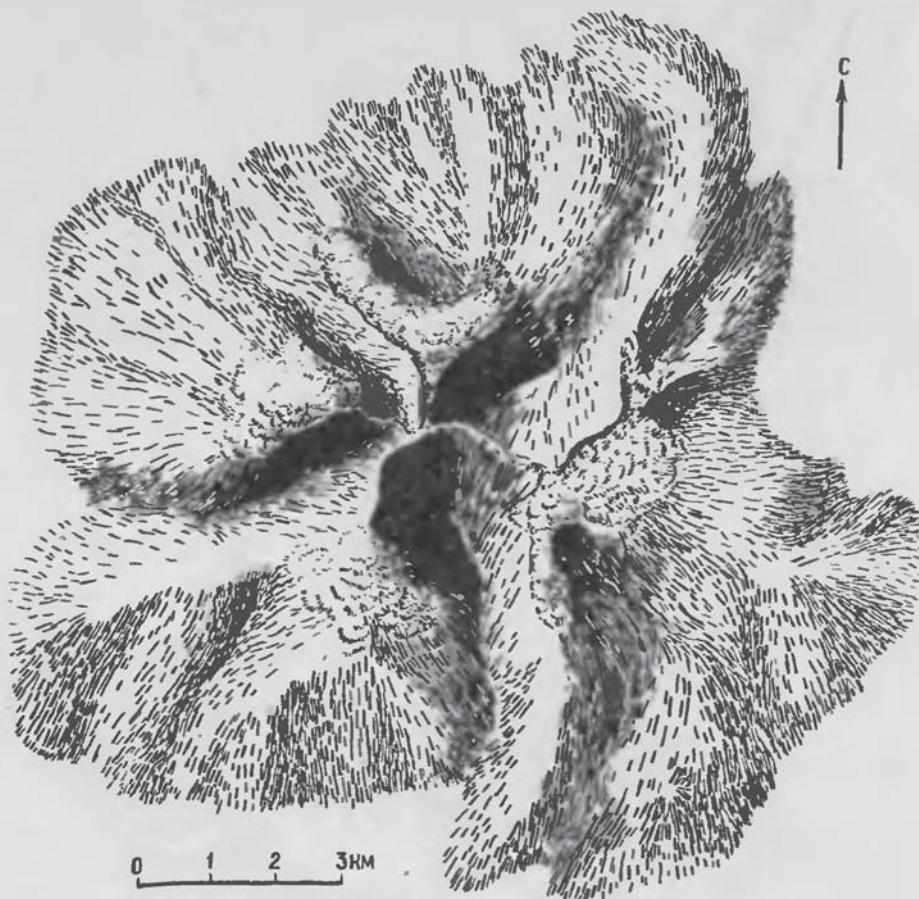


Рис. 63. Морфология вулкана Шлен

западные склоны, длина которых достигает 13 км. Средние углы наклона составляют 6–10°. Вблизи кальдера углы наклона склонов несколько увеличиваются и достигают 18–20°. Внутренняя часть верхних стенок кальдера крутая, местами обрывистая. Глубина кальдеры 600 м. Дно кальдеры представляет собой пологую чашу диаметром 2,5 км. В восточной части дна кальдеры располагается небольшая экструзия, она как бы прислонена к стенке кальдеры. Морфологически экструзия представляет собой продолговатый купол с осями 1,2 x 0,8 км, ориентированный в широтном направлении. Относительная высота купола – около 200 м. Разрез представляет собой переслаивание лавовых потоков с пирокластическим материалом. В нижней части из-под мощной осыпи обнажаются только отдельные скальные выходы лав, видимой мощностью от 1–2 м до первых десятков метров. Средние и верхние части разреза хорошо обнажены. Мощность лавовых потоков изменяется от 3–4 до 20–30 м, пирокластического материала – от 0,5–0,8 до 10–12 м. Пирокластический материал представлен в основном обломками шлаков диаметром 3–5 см, но встречаются и более крупные обломки, до 20–30 см в диаметре. В некоторых прослоях пирокластики наблюдается большое количество пепла и вулканического песка. Состав продуктов извержений представлен двупироксеновыми андезитами и андезито-дацитами. Двупироксеновые андезиты встречены в незначительном количестве в нижних частях разреза и они совершенно аналогичны породам краевых частей вулканического сооружения. Андезито-дациты слагают средние и верхние части разреза кальдеры. Эти породы имеют постепенные переходы с двупироксеновыми андезитами. Экструзивный купол сло-

жен дацитами, среди которых можно выделить две разности – роговообманковые дациты и биотитовые дациты.

Вулкан Малый Чекчебонай имеет отчетливые следы воздействия как первой, более ранней, так и второй стадии верхнеплейстоценового оледенения, обломки его лав обнаружены в обоих ледниковых комплексах. На этом основании, а также принимая во внимание сильную разрушенность вулканического сооружения, возраст вулкана датируется как доверхнечетвертичный, т.е. ниже-среднечетвертичный. Анализ палеомагнитных данных показал, что лавы вулкана характеризуются прямой остаточной намагниченностью. Наиболее вероятный возраст вулкана Малый Чекчебонай – среднечетвертичный (Q_2).

9 (114) Вулкан Овальный располагается в междуречье рек Переваловая и Жгачка (правые притоки р.Тигиль). Абсолютная высота – 731,8 м, относительная – около 350 м. В плане форма вулканической постройки близка к окружности с диаметром 10 км, площадь ее – 65 км². Объем изверженного материала – 9 км³. Форма вулкана – пологий правильный шит. Склоны вулканической постройки эродированы небольшими, радиально располагающимися распадками и, как правило, залесены и задернованы. Вершина вулкана плоская, кратер не сохранился. Возраст вулкана не вполне ясен, можно только указать, что вулкан сформировался до второй стадии верхнеплейстоценового оледенения, т.е. возраст вулкана может быть определен как средне-верхнечетвертичный (Q_{2-3}).

10 (115) Вулкан Шлен располагается в верховье междуречья Первой Рассошины и Второй Рассошины. Он удален на значительное расстояние от водораздельной части хребта и находится в пределах Западно-Камчатской равнины. Абсолютная высота – 1001 м, относительная – около 700 м, площадь – 240 км². Объем изверженного материала – примерно 60 км³. Форма вулкана – пологий сильно эродированный конус (рис. 63). Вулканическое сооружение сильно разрушено. Речные долины, глубиной до нескольких сот метров, расчлениют склоны вулкана от основания до вершины на отдельные останцы, которые имеют радиальное расположение. Вулканическое сооружение сложено преимущественно лавовыми потоками. Вершина вулкана разрушена. На ней четко выделяются четыре возвышенности (отм. 925 м, 921 м и 1001 м, четвертой отметки на карте не приводится. Все они имеют одинаковое строение, располагаются по окружности диаметром 3–3,5 км и, по-видимому, являются останцами разрушенного кратера или кальдеры вулкана. Среди сильно расчлененного рельефа вершины четко выделяется куполовидная возвышенность – вершинный экструзивный купол. Нижние части склона сложены исключительно лавовыми потоками базальтового состава. В средней части вулканической постройки лавы основного состава сменяются андезито-базальтами и андезитами, а вершинная часть останца с отм. 925 м сложена роговообманковыми и биотитовыми андезитами, в более редких случаях встречены андезито-дациты. Количество пирокластического материала в привершинной части незначительно возрастает. Экструзивный купол представлен дацитами.

Итак, формирование вулкана Шлен началось с излияния основных лав, которые в процессе развития вулкана сменились андезито-базальтами и андезитами. В заключительные этапы развития изливались роговообманковые и биотитовые андезиты. С этими излияниями связаны незначительные выбросы пирокластического материала. Развитие вулкана, вероятно, закончилось кальдерообразованием и внедрением экструзии дацитового состава.

Восточное и частично юго-восточное подножья вулкана в значительной степени перекрыты мореной первой стадии верхнеплейстоценового оледенения. Это обстоятельство позволяет датировать вулкан как доледниковый – древне-среднечетвертичный. Анализ палеомагнитных данных лав останца 925 м показывает, что они имеют нормальный знак вектора остаточной намагниченности по отношению к современному магнитному полю. На этом основании возраст вулкана может быть определен как среднечетвертичный (Q_2).

- Апрелков С.Е., Шеймович В.С. Древний вулкан Юго-Восточной Камчатки с современными гидротермальными проявлениями. – Бюлл. вулканол. ст., № 36, М., "Наука", 1964.
- Апрелков С.Е. Высокая поверхность выравнивания в Срединном хребте. – Сб. "Вопросы географии Камчатки", вып. 1У, Петропавловск-Камч., 1966 а.
- Апрелков С.Е. О возрасте и составе алнейской серии Камчатки. – Сов. геология, № 12, 1966 б.
- Апрелков С.Е. Кайнозойский вулканизм Южной Камчатки. – Автореф. канд. дисс., Петропавловск-Камч., 1968.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. История развития рельефа Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. М., "Наука", 1964.
- Боуэн И.Л. Эволюция изверженных пород. Пер. с англ. Гос. научн. техн., горно-геол. нефт. изд-во, 1934.
- Брайцева О.А. Климатические колебания и четвертичные оледенения Камчатки. Автореф. канд. дисс., М., Изд-во МГУ, 1967.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В. Возраст современного рельефа Камчатки. – Вопросы географии Камчатки, вып. 1У, Петропавловск-Камч., 1966.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.Г., Лупкина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., "Наука", 1968.
- Важеевская А.А., Огородов Н.В. Ареальный вулканизм Срединного хребта Камчатки. – Бюлл. вулканол. ст., № 36, 1964.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – Геохимия, № 7, 1962.
- Виноградов В.Н., Огородов Н.В. Вулканы и ледники северной части Срединного хребта. – Сб. "Вопросы географии Камчатки", вып. 1У, Петропавловск-Камч., 1966.
- Власов Г.М. Четвертичные вулканы Северной Камчатки. – Тр. Лабор. вулканол., вып. 12, 1956.
- Власов Г.М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. – Сов. геология, № 5, 1958.
- Власов Г.М. Высокие поверхности выравнивания Камчатки и Курильских островов. – кн. "Материалы ВСЕГЕИ, вып. 2, Четверт. геол. и геоморфология", М., 1959 а.
- Власов Г.М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. – В кн. "Материалы П-го Геоморфол. совещ.", М., Изд-во АН СССР, 1959 б.
- Власов Г.М. История геологического развития Приохотских складчатых областей. – В кн. "Материалы межведомств. совещ. по разработке унифицированных стратиграф. схем. Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов", г. Оха, Л., 1959 в.
- Власов Г.М. Обзор стратиграфии третичных образований Сихотэ-Алиня, Сахалина, Камчатки, Командорских островов. – кн. "Материалы межведомств. совещ. по разработке унифицированных стратиграф. схем Северо-Востока СССР", 1959 г.
- Власов Г.М. Основные черты геологического строения территории и ее районирование. – кн. "Геология СССР", т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова", М., "Недра", 1964.

- Власов Г.М., Кленов Е.П. История геологического развития Камчатки. – В кн. "Геология СССР", т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова", М., "Недра", 1964.
- Власов Г.М., Чемяков Ю.Ф. Четвертичные оледенения Камчатки. – Сб. "Вопросы географии Дальнего Востока", Хабаровск, 1949.
- Власов Г.М., Чемяков Ю.Ф. Основные этапы формирования рельефа полуострова Камчатки в четвертичный период и его геоморфологическое районирование. – Изв. Всес. геогр. об-ва, 1950, т. 82, вып. 3.
- Власов Г.М., Ярмолюк В.А., Жегалов Ю.В. Некоторые основные вопросы тектоники Камчатки. – Сов. геология, № 6, 1963.
- Волчанская И.К. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений верхнекайнозойской вулканической области на примере некоторых районов Камчатки. Автореф. канд. дисс., М., 1965.
- Гептнер А.Р. Стратиграфия и некоторые особенности осадконакопления позднекайнозойских отложений Западной Камчатки. Автореф. канд. дисс., М., 1968.
- Герасимов И.П., Чеботарева И.С. Абсолютный возраст последнего (валдайского) оледенения на северо-западе Русской равнины. – Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1963.
- Гладенков Ю.Б. Об Алнейской серии. – Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1965.
- Гольдшмидт В.М. Сборник статей по геохимии редких элементов. – И.Л., 1938.
- Горкун В.Н., Родионова Р.И., Федорченко В.И., Шилов В.Н. О распределении некоторых малых элементов в лавах северной части хребта Вернадского на о. Парамушир (Курильские острова). – Сб. Петрохимические особенности молодого вулканизма", М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Горшков Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли. – Сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма", М., "Наука", 1963.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Горячев А.В. Альпийский цикл тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны. История колебательных, тектонических движений. – Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. № 1, 1965.
- Двали М.Ф. Геологическое пересечение Камчатского Срединного хребта через Красную сопку. – Тр. ИГРИ, ГОНТИ, 1939.
- Двали М.Ф. Геологическое строение и нефтегазоносность Восточной Камчатки. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. В кн. Владивосток, 1965.
- Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеева Л.И., Русанов И.М., Дегтяренко Ю.П. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. – Тр. НИИГА, т. 148, Л., "Наука", 1965.
- Ермаков В.А. Некоторые вопросы методики картирования вулканогенных формаций (на примере Ключевской группы вулканов). – Сб. "Методика картирования вулканогенных формаций", М., "Наука", 1969.
- Зейлик Б.С. Проявление неотектоники в ряде районов Центральной Камчатки. – Сов. геология, № 11, 1961.
- Иванов Б.В. Извержение Карымского вулкана в 1962–65 гг. и вулканы Карымской группы. Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1968.
- Кожемяка Н.Н. О высокой выровненной поверхности центральной части Срединного Камчатского хребта. – Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, М., 1963.
- Кожемяка Н.Н. Четвертичное оледенение Срединного хребта Камчатки и вопросы расчленения четвертичных эффузивов. – Сб. "Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки", М., "Наука", 1966.
- Кожемяка Н.Н. Геоморфология и история развития рельефа вулканической зоны Срединного хребта Камчатки в позднеплиоцен-четвертичное время. Автореф. канд. дисс., Петропавловск-Камч., 1967.
- Кочегура В.В. Палеомагнитная корреляция неоген-четвертичных базальтов Дальнего Востока. Автореф. канд. дисс., Л., 1965.
- Кочегура В.В., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В. Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых эффузивов Срединного хребта Камчатки. – Геология и геофизика, № 8, Новосибирск, "Наука", 1969.

- Крашенинников С.П. Описание земли Камчатки. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Куприна Н.П. Стратиграфия четвертичных отложений Центрально-Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена Камчатки. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1966.
- Кушев С.Л., Ливеровский Ю.А. Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии. – Тр. Ин-та географии АН СССР, т. XXX, 1940.
- Лапшин Л.И. О древнем оледенении Камчатки. – Сб. "Вопросы географии Камчатки", № 1, Петропавловск-Камч., 1963.
- Лебедев М.М., Бондаренко В.Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. – Сов. геология, № 4, 1962.
- Любимова В.Л. Камчатка, физико-географический очерк. – М., Географгиз, 1961.
- Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. – Госгеолтехиздат, 1963.
- Маренина Т.Ю. Вулкан Хангар в Срединном хребте Камчатки. – Тр. Лабор. вулканол., вып. 17, 1959.
- Маренина Т.Ю. Ичинский вулкан в Срединном хребте Камчатки. – Тр. Лабор. вулканол., вып. 22, 1962.
- Маренина Т.Ю. Петрохимические особенности лав Ичинского вулкана на Камчатке. – Сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма", М., 1963.
- Мархинин Е.К., Сапожникова А.М. О содержании Ni, Co, Cr, V и Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов. – Геохимия, № 9, 1964.
- Меняйлов А.А., Набоко С.И. Потухшие вулканы Верхне-Еловского района Камчатки. – Тр. Камчатской вулканол. ст. АН СССР, вып. 2, 1948.
- Мелекесцев И.В. Четвертичные оледенения и проблема возраста вулканов Ключевской группы. – Сб. "Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР". М., "Наука", 1965.
- Мелекесцев И.В. Закономерности строения и развития рельефа вулканических районов Камчатки. Автореф. канд. дисс., Петропавловск-Камчатск, 1963.
- Мокроусов В.П. Геоморфология Камчатского полуострова. – В кн. "Геология СССР", т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова, М., "Недра", 1964 а.
- Мокроусов В.П. Стратиграфия. Докембрий и палеозой. – В кн. "Геология СССР", т. XXXI, Камчатка, Курильские и Командорские острова, М., "Недра", 1964 б.
- Мокроусов В.П., Садовский Н.Д. Основные данные по стратиграфии четвертичных отложений Камчатки. – кн. "Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР". Л., Госгеолтехиздат, 1961.
- Моссаковский А.А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. – Геотектоника, № 2, М., "Наука", 1965.
- Набоко С.И. Петрохимические особенности лав Ичинского вулкана на Камчатке. – Сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма", М., "Наука", 1963.
- Огородов Н.В. Некоторые замечания об Ичинском вулкане. – Бюлл. вулканол. ст., № 30, 1962 а.
- Огородов Н.В. Вулканический конус Южный Черпук. – Тр. Лабор. вулканол., вып. 21, 1962 б.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н. Особенности геоморфологии Срединного хребта Камчатки и его геоморфологическое районирование. – кн. "Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР", М., "Наука", 1965.
- Огородов Н.В. О современном вулканизме Срединного хребта Камчатки. – Бюлл. вулканол. ст., № 40, 1966 а.
- Огородов Н.В. Четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. – кн. "Вулканические и вулканоплутонические формации" – Тр. П Всесоюз. совещ. М., "Наука", 1966 б.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А., Огородова А.С. Вулкан Уксичан в Срединном хребте Камчатки. – Сб. "Вулканизм и геохимия его продуктов", М., "Наука", 1966.
- Олониин В.Н. Некоторые вопросы геоморфологии Камчатки, связанные с геоморфологическим районированием. – Сб. "Природные условия и районирование Камчатской области". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Олониин В.Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки. – Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1965.
- Олониин В.Н. Современное и историческое оледенение Камчатки. – Изв. АН СССР, сер. геогр., № 3, 1966.

- Петров О.М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной части Чукотского полуострова. – Бюлл. Комиссии по изучению четверт. периода Изд-во АН СССР, № 28, М., 1963.
- Петров О.М. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития плейстоценовой фауны морских моллюсков Чукотского полуострова. Автореф. канд. дисс., М., 1964.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–45 гг. и в прошлом. – Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 11, 1956.
- Плешаков И.Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. – Сов. геология, № 6, 1939.
- Ротман В.К. История вулканизма Центральной Камчатки в позднемеловое и кайнозойское время. Автореф. канд. диссерт. Л., 1963.
- Ротман В.К. Диагональный структурный шов Западной Камчатки. – ДАН СССР, 1964, т. 159, № 4.
- Святловский А.Е. Ичинский вулкан на Камчатке. – Бюлл. вулканол. ст. № 29, 1960а.
- Святловский А.Е. Вулканизм и четвертичная тектоника Камчатки. Автореф. докт. дисс., М., 1960 б.
- Святловский А.Е. Четвертичный вулканизм и география Камчатки. – Сб. "Вопросы географии Камчатки", вып. 1У; Петропавловск-Камч., 1966.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИИЛ, 1963.
- Уотерс А.К. Вулканические породы и тектонический цикл. – Сб. "Земная кора", ИЛ, 1957.
- Устиев Е.К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И. и др. Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации. М., "Наука", 1965.
- Федорченко В.И., Шилов В.Н. и др. Опыт комплексного исследования района современного и новейшего вулканизма (на примере хр. Вернадского, о.Парамушир). – Тр. СахКНИИ, вып. 16, Южно-Сахалинск, 1966.
- Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. Пер. с англ. ИЛ., М., 1963.
- Фрих-Хар Д.И. Петрология аллейского вулканического комплекса Центральной и Юго-Восточной Камчатки. Автореф. канд. дисс., М., 1966.
- Худяков Г.И. Палеогеоморфология поверхности выравнивания в южной части Советского Дальнего Востока. – Сб. "Вопросы региональной палеогеоморфологии", Уфа, 1966.
- Чемеков Ю.Ф. Четвертичные оледенения Дальнего Востока. – Природа, № 7, 1959.
- Чемеков Ю.Ф. Древние оледенения Дальнего Востока. – Материалы по четвертич. геологии и геоморфологии СССР, нов. сер., вып. 42, № 3, Л., ВСЕГЕИ, 1961.
- Щанцер А.Е. Некоторые особенности позднекайнозойского вулканизма и тектоники Восточной и Центральной Камчатки. Автореф. канд. дисс., Петропавловск-Камчат., 1968.
- Эрлих Э.Н. Восхождение на вулкан Ичинский. – Бюлл. вулканол. ст., № 27, 1958.
- Эрлих Э.Н. Об эволюции четвертичного вулканизма в зоне Срединного хребта Камчатки. – Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1960 а.
- Эрлих Э.Н. Новейший вулканизм бассейна р.Тихой и вулкан Анаун на Камчатке. – Тр. Лабор. вулканол., вып. 18, 1960 б.
- Эрлих Э.Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. – Геотектоника, № 1, 1965.
- Эрлих Э.Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы эволюции четвертичного вулканизма. – Геотектоника, № 6, 1966 а.
- Эрлих Э.Н. Петрохимия Курило-Камчатской вулканической провинции. – М., "Наука", 1966 б.
- Bogdanowitsch K. Geologische Skizze Von Kamtschatka, Petermanns, Geogr. Mitteilungen, 1904. Bd. 50, H. 3-8.
- Cox A., Hopkins D.M., Dalrymple G.B. Geomagnetic polarity epochs: P bilof islands, Alaska. Bull. of the geol. society of America, Sept. 1966, vol 77, No 9.
- Denton G.H., Stuiver M. Neoglacial chronology Northeastern, St. Elias mountains, Canada. American journal of Science, vol. 264, p. 577-599, October 1966.

- Hopkins D., McNeil F., Merklin R., Petrov O. Quaternary correlations across Bering Strait.
- Science, March 1965, vol. 147, No 3662, p. 1107-1114.
- Kuno H. Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan. - Bull. Geol. Soc. Am., vol. 61, No 9, 1950.
- Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. - Bull. volcanologique, serie, LXX, 1959.
- Simpson E.S. On the graphical representation of differentiation trends in igneous rocks. - Geol. Mag., 91, 1954.
- Tilley C. Some aspects of magmatic evolution. - Quart. J. Geol. Soc., V, No 421, 1950.
- Yagi K., Kawano Y., Aoki K. Types of Quaternary volcanic activity in Northeastern Japan. - Bull. volcanol. vol. XXVI, 1963.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие

Часть первая

Четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки

Основные геолого-структурные и геоморфологические особенности Срединного вулканического пояса и его райоцирование 7
Н.Н. Кожемяка

Принципы и методы возрастного расчленения и корреляции четвертичных эффузивов. 18
Н.Н. Кожемяка, Н.В. Огородов

Петрография, петрохимия и рассеянные элементы 38
А.А. Вадеевская, Н.В. Огородов, А.С. Огородова

Структурное положение четвертичных эффузивов. 95
Н.В. Огородов

История развития четвертичного вулканизма и морфоструктуры. 103
Н.В. Огородов, Н.Н. Кожемяка

Часть вторая

Каталог вулканов Срединного хребта

Каталог вулканов 119
Н.В. Огородов

Литература 186

Авторский коллектив.

Н.В.Огородов, Н.Н.Кожемяка, А.А.Важеевская, А.С.Огорова

Вулканы и четвертичный вулканизм
Срединного хребта Камчатки

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом вулканологии ДНЦ АН СССР

Редактор Б.Г.Поляк

Технический редактор Г.П.Каренина

Подписано к печати 23/ХП – 71 г. Формат 70х108 1/16.

Усл.печ.л. 18,0. Уч.-изд.л. 19,1. Тираж 850 экз.

Т20343. Бумага машиномелованная № 1. Тип.зак.754.

Цена 1р.68к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука".

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука"

Ленинград, В-34, 9-я линия, 12